

ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΙΣΤΟΡΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ-ΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΑΣ

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

ΒΙΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΚΗ ΚΑΙ
ΠΑΛΑΙΟΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΣΤΑ ΠΛΑΙΣΙΑ
ΤΗΣ ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΗΣ ΕΞΕΛΙΞΗΣ ΤΗΣ ΛΕΚΑΝΗΣ ΤΗΣ
ΘΡΑΚΗΣ

ΚΩΣΤΟΠΟΥΛΟΥ ΣΟΦΙΑ

ΑΘΗΝΑ 2016

Τριμελής Επιτροπή:

1. Καθηγήτρια Μ. Β. Τριανταφύλλου (επιβλέπουσα), Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος
2. Καθηγητής Δ. Παπανικολάου, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος
3. Επ. Καθηγητής Α. Μαραβέλης, The University of Newcastle, Callaghan, Australia

Εξεταστική Επιτροπή:

1. Καθηγήτρια Μ. Β. Τριανταφύλλου (επιβλέπουσα), Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος
2. Καθηγητής Δ. Παπανικολάου, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος
3. Καθηγητής Β. Καρακίτσος, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος
4. Καθηγήτρια Φ. Πομόνη, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος
5. Αν. Καθηγήτρια Μ. Γεραγά, Πανεπιστήμιο Πατρών, Τμήμα Γεωλογίας
6. Επ. Καθηγητής Κ. Κούλη, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος
7. Επ. Καθηγήτρια Μ. Δήμιζα, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος

Αφιερωμένο στην οικογένειά μου

Όταν πιστεύουμε σε κάτι ανύπαρκτο με πάθος, τελικά το δημιουργούμε.

Ό, τι δε συνέβη ποτέ, είναι ό, τι δεν ποθήσαμε αρκετά.

N. Καζαντζάκης

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα διδακτορική διατριβή σχετικά με την βιοστρωματογραφική και παλαιοπεριβαλλοντική ανάλυση στα πλαίσια της γεωδυναμικής εξέλιξης της λεκάνης της Θράκης, εκπονήθηκε στον Τομέα Ιστορικής Γεωλογίας και Παλαιοντολογίας του τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών κατά την περίοδο 2012-2016.

Η παρούσα διατριβή δεν θα είχε έρθει εις πέρας χωρίς την πολύτιμη βοήθεια πολλών ανθρώπων, εντός και εκτός του Πανεπιστημιακού χώρου, ο καθένας από τους οποίους βοήθησε με το δικό του ξεχωριστό τρόπο. Με την ολοκλήρωσή της θα ήθελα αρχικά να εκφράσω τις πιο θερμές μου ευχαριστίες στην επιβλέπουσα Καθηγήτρια Μ. Τριανταφύλλου, για την ανάθεση αυτής της διατριβής. Την ευχαριστώ θερμά για όλο το ειλικρινές ενδιαφέρον, την αμέριστη συμπαράστασή της (ηθική και υλική), την καθοδήγηση, την ενθάρρυνση, την εμπιστοσύνη και τη βοήθεια που μου παρείχε σε όλα τα στάδια της εργασίας αυτής. Τις θερμές ευχαριστίες μου θα ήθελα να εκφράσω στα μέλη της τριμελούς επιτροπής, στον Καθηγητή του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών Δ. Παπανικολάου για το ενδιαφέρον του και τις εύστοχες παρατηρήσεις του, και στον Επίκουρο Καθηγητή του Πανεπιστημίου Newcastle A. Μαραβέλη, για το συνεχές ενδιαφέρον του και τη σωστή καθοδήγησή του καθ' όλη τη διάρκεια της εργασίας αυτής.

Ιδιαίτερα θα ήθελα να ευχαριστήσω την Επίκουρη Καθηγήτρια του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών Μ. Δήμιζα για την αμέριστη συμπαράσταση της και την πολύτιμη βοήθειά της έως το τέλος αυτής της εργασίας. Επίσης, ευχαριστώ θερμά τα υπόλοιπα μέλη της εξεταστικής επιτροπής τον Καθηγητή του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών Β. Καρακίτσιο, την Καθηγήτρια του Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών Φ. Πομόνη, την Επίκουρη Καθηγήτρια του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών Μ. Δήμιζα και την Αναπληρώτρια Καθηγήτρια του Πανεπιστημίου Πατρών Μ. Γεραγά για την πολύτιμη βοήθειά τους.

Ευχαριστώ θερμά τον Καθηγητή του Πανεπιστημίου Πατρών Α. Ζεληλίδη για την ενεργό παρουσία του και βοήθεια του, όπως επίσης και τους Prof. W.A. Berggren, Prof. D. Olsson, Rutgers University, USA για τις υποδείξεις τους και τις συζητήσεις μας σχετικά με την συστηματική ταξινόμηση και τη βιοστρωματογραφία των

πλαγκτονικών τρηματοφόρων του ανώτερου Ηωκαίνου-Ολιγοκαίνου. Θα ήθελα επίσης να εκφράσω την ευγνωμοσύνη μου στην Επίκουρη Καθηγήτρια Κ. Κούλη του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών για την ηθική συμπαράστασή της όλο αυτό τον καιρό.

Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω τους φίλους μου και συναδέλφους μου Υπ. Διδάκτ. Μ. Αθανασίου, Υπ. Διδάκτ. Α. Παλληκαράκη και Μεταπτ. Φοιτήτρια Σ. Κυρίκου για την εγκάρδια και ειλικρινή συμπαράστασή τους όλο αυτό το διάστημα.

Κλείνοντας, θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τους γονείς μου, Χρήστο και Αλεξάνδρα, την αδελφή μου Αλίκη για τη συνεχή και ακούραστη ηθική και υλική συμπαράστασή τους όλα αυτά τα χρόνια, καθώς και τον άντρα μου Χρήστο για την αμέριστη συμπαράστασή του και την ανοχή που επέδειξαν αδιαμαρτύρητα στα άγχη και στις φοβίες μου.

Σοφία Κωστοπούλου

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1. Εισαγωγή-σκοπός της εργασίας	9
2. Περιοχή μελέτης	11
2.1 Γενικά	12
2.2 Η λεκάνη της Θράκης	17
2.3 Νότιο τμήμα της Ελληνικής λεκάνης της Θράκης: Νήσος Λήμνος	20
3. Τρηματοφόρα – Ασβεστολιθικό Ναννοπλαγκτόν	33
3.1 Πλαγκτονικά τρηματοφόρα. Γενικά στοιχεία και χαρακτηριστικές βιοκοινωνίες/βιοστρωματογραφία του Ηωκαίνου-Ολιγοκαίνου	35
3.2 Βενθονικά τρηματοφόρα	40
3.3 Ασβεστολιθικό ναννοπλαγκτόν	44
4. Το όριο Ηωκαίνου / Ολιγοκαίνου στη Μεσόγειο	47
5. Υλικό και μέθοδοι ανάλυσης	50
5.1 Υλικό μελέτης	51
5.1.1 Τομή Ηφαιστία – Μακροσκοπική/λιθολογική περιγραφή	51
5.1.2 Τομή Παναγιά – Μακροσκοπική/λιθολογική περιγραφή	54
5.1.3 Τομή Κάσπακα – Μακροσκοπική/λιθολογική περιγραφή	56
5.1.4 Τομή Καμίνια – Μακροσκοπική/λιθολογική περιγραφή	58
5.2 Εργαστηριακή επεξεργασία: τρηματοφόρα	60
5.2.1 Στατιστικές μέθοδοι ανάλυσης τρηματοφόρων	61
5.3 Εργαστηριακή επεξεργασία δειγμάτων: κοκκολιθοφόρα	63
6. Αποτελέσματα	65
6.1 Αποτελέσματα πλαγκτονικών τρηματοφόρων. Συστηματική ταξινόμηση	66
6.1.1 Τομή Ηφαιστία (Ifestia section)	78
6.1.2 Τομή Παναγιά (Panagia section)	79
6.1.3 Τομή Κάσπακα (Kaspaka section)	84
6.1.4 Τομή Καμίνια (Kaminia section)	84

6.2 Αποτελέσματα ασβεστολιθικού ναννοπλαγκτού	85
6.3 Αποτελέσματα βενθονικών τρηματοφόρων	91
6.3.1 Τομή Ηφαιστία (<i>Ifestia section</i>)	91
6.3.2 Τομή Παναγιά (<i>Panagia section</i>)	96
6.3.3 Τομή Κάσπακα (<i>Kaspaka section</i>)	101
6.3.4 Τομή Καμίνια (<i>Kaminia section</i>)	101
7. Συζήτηση	107
7.1 Βιοστρωματογραφία – Χρονοστρωματογραφία	108
7.1.1 Τομή Ηφαιστία	109
7.1.2 Τομή Παναγιά	110
7.1.3 Τομή Κάσπακα	110
7.1.4 Τομή Καμίνια	110
7.2 Εκτίμηση της παλαιοβαθυμετρίας	111
7.3 Παλαιοπεριβαλλοντική/Παλαιοκλιματική ερμηνεία	112
7.4 Σύγκριση των αποθέσεων της λεκάνης της Λήμνου στο Ηώκαινο-Ολιγόκαινο με τη θαλάσσια λεκάνη της Λήμνου στο Ολόκαινο	119
7.5 Συγκριτικές παρατηρήσεις για την εξέλιξη των άνω-Ηώκαινικών/κάτω Ολιγοκαινικών αποθέσεων στο βόρειο και στο νότιο τμήμα της ελληνικής λεκάνης της Θράκης	122
8. Συμπεράσματα	127
9. Περίληψη/Abstract	132
10. Βιβλιογραφία	137
Παράρτημα	164

1. Εισαγωγή-σκοπός της εργασίας

Η παρούσα διδακτορική διατριβή ασχολείται με την βιοστρωματογραφική και παλαιοπεριβαλλοντική ανάλυση των ιζηματογενών ακολουθιών της νήσου Λήμνου στα πλαίσια της γεωδυναμικής εξέλιξης της ευρύτερης λεκάνης της Θράκης, και πραγματοποιήθηκε στον Τομέα Ιστορικής Γεωλογίας και Παλαιοντολογίας του Τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών.

Η λεπτομερής βιοστρωματογραφική και παλαιοπεριβαλλοντική ανάλυση του Αν. Ηωκαίνου / Κατ. Ολιγοκαίνου στην ιζηματογενή ακολουθία της Λήμνου στο νότιο ελληνικό τμήμα της λεκάνης της Θράκης αποκαλύπτει την σχέση μεταξύ των οικο-ιζηματογενών παραγόντων και της παλαιοπεριβαλλοντικής δυναμικής. Σκοπός της παρούσας διδακτορικής διατριβής είναι ο υψηλής ανάλυσης βιοστρωματογραφικός προσδιορισμός των διαστημάτων ενδιαφέροντος στην υπό μελέτη περιοχή και ο καθορισμός του ορίου Ηωκαίνου / Ολιγοκαίνου με βάση λεπτομερείς μικροπαλαιοντολογικές αναλύσεις, καθώς και η εξαγωγή συμπερασμάτων που αφορούν την παλαιοπεριβαλλοντική ανάλυση και παλαιοωκεανογραφία της περιοχής, και συγκριτικές παρατηρήσεις με βάση δεδομένα από την λεκάνη του Εβρου στα πλαίσια της γεωδυναμικής εξέλιξης της ευρύτερης λεκάνης της Θράκης.

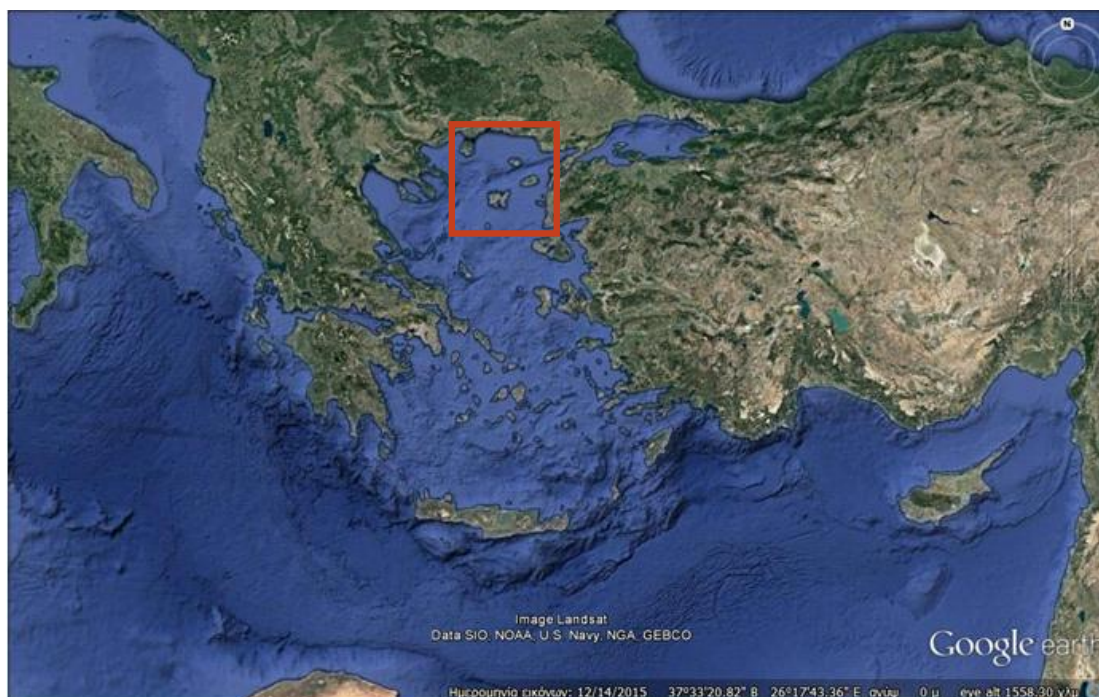
2. Περιοχή μελέτης

2.1 Γενικά

Η Μεσόγειος θάλασσα αποτελεί μια μεγάλη κλειστή θαλάσσια λεκάνη (εικ. 2.1), που βρίσκεται ανάμεσα σε τρεις ηπείρους την Ευρώπη, την Ασία και την Αφρική, ενώ η έκτασή της, συμπεριλαμβανομένου της Μαύρης Θάλασσας, αγγίζει τα 2.966.000 km², γεγονός που την καθιστά την μεγαλύτερη κλειστή θάλασσα της Γης. Η λεκάνη της Μεσογείου χωρίζεται σε δύο επιμέρους λεκάνες (υπολεκάνες), τη δυτική και την ανατολική, οι οποίες συνδέονται με το σχετικά ρηχό στενό της Σικελίας. Η ανατολική Μεσόγειος υπολεκάνη περιλαμβάνει τις επιμέρους μικρότερες λεκάνες (υπό-υπολεκάνες) της Λεβαντίνης, της Αδριατικής, της Ιονίου και του Αιγαίου. Σήμερα η υπολεκάνη της ανατολικής Μεσογείου θεωρείται ως το τελευταίο υπόλειμμα του εξαφανισμένου -Μεσοζωικής ηλικίας- ωκεανού της Τηθύος (π.χ. Dercourt et al., 1986; Le Pichon et al., 1988; Stampfli et al., 2001) και χαρακτηρίζεται από ιζήματα πάχους 6-12 km τα οποία υπέρκεινται ωκεάνιου φλοιού πάχους 10 km (Makris et al., 1983; De Voogd et al., 1992; Ben-Avraham et al., 2002; Kopf et al., 2003; Garfunkel, 2004; Royden & Papanikolaou, 2011). Η φυσικογεωγραφική διαίρεση της Μεσογείου σε σχέση με το αλπικό σύστημα της Τηθύος δείχνει ότι δεν πρόκειται για μια ενιαία και ομοιόμορφη λεκάνη, αλλά για μια σύνθετη δομή με αρκετά διαφοροποιημένη εξέλιξη κυρίως κατά το ανώτερο Καινοζωικό, όπως φαίνεται από τις δύο κύριες βαθιές θαλάσσιες λεκάνες και τη θέση τους σε σχέση με τους δύο κλάδους του αλπικού συστήματος και τα δύο ηπειρωτικά περιθώρια (π.χ. Παπανικολάου, 2015).

Η βορειοανατολική περιοχή της Μεσογείου καλύπτει μια περιοχή μεταξύ 38° - 45° N γεωγραφικό πλάτος, και 20° - 30° E, γεωγραφικό μήκος, συμπεριλαμβανομένων της ηπειρωτικής Ελλάδας και του Αιγαίου πελάγους, δυτικά της Τουρκίας και το νότιο τμήμα της υφαλοκρηπίδας της Κρήτης (νότιο Κρητικό περιθώριο, South Cretan Margin). Το κλίμα της περιοχής αυτής είναι μεταβατικό και βρίσκεται υπό την επίδραση τόσο του τροπικού όσο και του εύκρατου γεωγραφικού καθεστώτος (Lionello et al., 2006). Επικρατεί ήπιο υγρό κλίμα, στο βόρειο τμήμα της, ενώ ξηρότερες συνθήκες χαρακτηρίζουν το νότιο. Η έκταση της λεκάνης του Αιγαίου φτάνει τα 1.8x10¹¹ m², ενώ η χωρητικότητα αυτής υπολογίζεται στα 8.1x10¹³ m³. Το Αιγαίο πέλαγος παρουσιάζει μια περίπλοκη φυσική και γεωγραφική διαμόρφωση, και εμφανίζει πολύπλοκη μορφολογία του βυθού με πολλά νησιωτικά συμπλέγματα

(Lykousis et al., 2002) με το Κυκλαδικό αρχιπέλαγος να διαχωρίζει το βόρειο από το νότιο Αιγαίο.



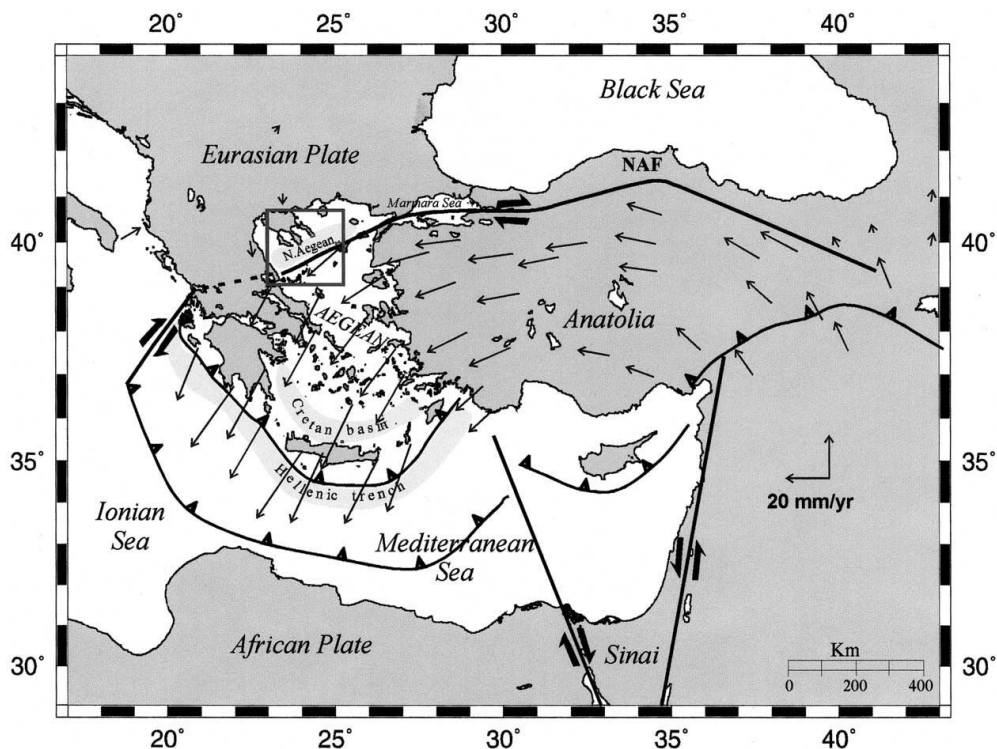
Εικόνα 2.1: Γεωγραφικός χάρτης της ΒΑ Μεσογείου και η ευρύτερη περιοχή μελέτης.

Το Βόρειο Αιγαίο είναι μία επιμήκης περιοχή, που περιλαμβάνει πολλές εκτεταμένες λεκάνες και την Τάφρο του Β.Αιγαίου. Είναι μια επι-ηπειρωτική (Stanley and Perissoratis, 1977), μικροπαλιρροιακή (Tsimplis, 1994), θαλάσσια λεκάνη, που χαρακτηρίζεται από μια πολύπλοκη τοπογραφική δομή. Αποτελείται από μια ακανόνιστη βυθομετρία (με μέγιστο βάθος 2561 m), μια εκτεταμένη ακτογραμμή και περιλαμβάνει πάνω από 2000 μικρά και μεγάλα νησιά. Η υφαλοκρηπίδα της εκτείνεται (25 έως 95 km) κατά μήκος των βορείων και ανατολικών ακτών της Ελλάδας, με μια μάλλον ομαλή μορφολογία και σαφές υφαλοόριο, που βρίσκεται σε βάθος 120 έως 140 m (Perissoratis and Conispoliatis, 2003).

Το Αιγαίο έχει αναγνωριστεί ως ιδιαίτερης σημασίας περιοχή στα πλαίσια της περιφερειακής και της παγκόσμιας κλιματικής αλλαγής και ως εκ τούτου, αποτελεί ιδανικό χώρο για την καταγραφή παρελθοντικών μεταβολών του κλίματος λόγω των υψηλότερων ρυθμών ιζηματογένεσης σε σχέση με τις βαθύτερες περιοχές της Μεσογείου (π.χ., Aksu et al., 1995; Geraga et al, 2000; 2005; Casford et al., 2003; Roussakis et al., 2004; Ehrmann et al., 2007; Gogou et al., 2007, 2015; Hamman et al., 2008; Marino et al., 2009; Triantaphyllou et al., 2009a, b; 2010, 2014, 2016).

Επιπλέον, το Βόρειο Αιγαίο, παρουσιάζει γενικά, αυξημένα ποσοστά καθίζησης και μειωμένη ανάμειξη ιζημάτων, σε σχέση με τον ανοιχτό ωκεανό, ειδικά κατά τη διάρκεια περιόδων στο παρελθόν, που ο βυθός της Μεσογείου έγινε ανοξικός-δυσοξικός. Αυτές οι ιδιότητες καθιστούν το Αιγαίο μια εξαιρετική τοποθεσία για την διερεύνηση των μεταβολών του κλίματος και της υδρογραφίας, σε μεγάλη χρονική κλίμακα (δεκαετιών ή εκατονταετιών). Πρόσθετα στοιχεία σχετικά με τα ποσοστά συσσώρευσης ιζήματος, που επιτρέπουν την ποσοτικοποίηση της απόδοσης, ανακύκλωσης και ταφής του οργανικού άνθρακα (π.χ., Rabouille et al., 2001; Rousakis et al., 2004; Lagaria et al., 2013; Triantaphyllou et al., 2016), σε συνδυασμό με τη βακτηριακή δραστηριότητα και την βιοποικιλότητα, συνθέτουν την πολύπλοκη μορφή του συγκεκριμένου οικοσυστήματος.

Ο ελλαδικός χώρος αποτελεί τμήμα της αλπικής Ευρώπης, με ιδιαίτερα γεωλογικά χαρακτηριστικά, τόσο σε ευρωπαϊκή όσο και σε παγκόσμια κλίμακα, που οφείλονται στη μετωπική της θέση στο πιο δραστήριο γεωλογικό τμήμα, του ενεργού νότιου ηπειρωτικού περιθωρίου, της ευρωπαϊκής πλάκας που προελαύνει προς Νότο, κάτω από το οποίο υποβυθίζονται τα ακραία και αρχαιότερα υπολείμματα ωκεάνιας λιθόσφαιρας της αφρικανικής πλάκας (δηλαδή του ωκεανού της Τηθύος), που κινείται προς Βορρά (π.χ., Papanikolaou, 2005, 2013, 2015). Η σημερινή μορφή, τοπογραφία και βαθυμετρία του ελληνικού χώρου εξαρτάται από τρεις κυρίως γεωτεκτονικές διεργασίες, που εξελίσσονται τα τελευταία 10-15 εκατομμύρια χρόνια: την μεταορογενετική επέκταση της αλπικής ζώνης κατά το Μειόκαινο, τη μετάβαση του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας (North Anatolian Fault-NAF), δυτικά στο Βόρειο Αιγαίο, κατά το Μειόκαινο-Πλειόκαινο και την κίνηση της ηπειρωτικής Ανατολίας, προς τα δυτικά, καθώς και την καταβύθιση του βορείου τμήματος της ανατολικής Μεσογείου, κάτω από τη μικροπλάκα του Αιγαίου και το άνοιγμα αυτού σε μια B-BA-N-NΔ κατεύθυνση (π.χ. Papazachos & Kyratzi, 1996; Papanikolaou et al., 2002, 2006; Papanikolaou & Papanikolaou, 2007; Παπανικολάου, 2015).

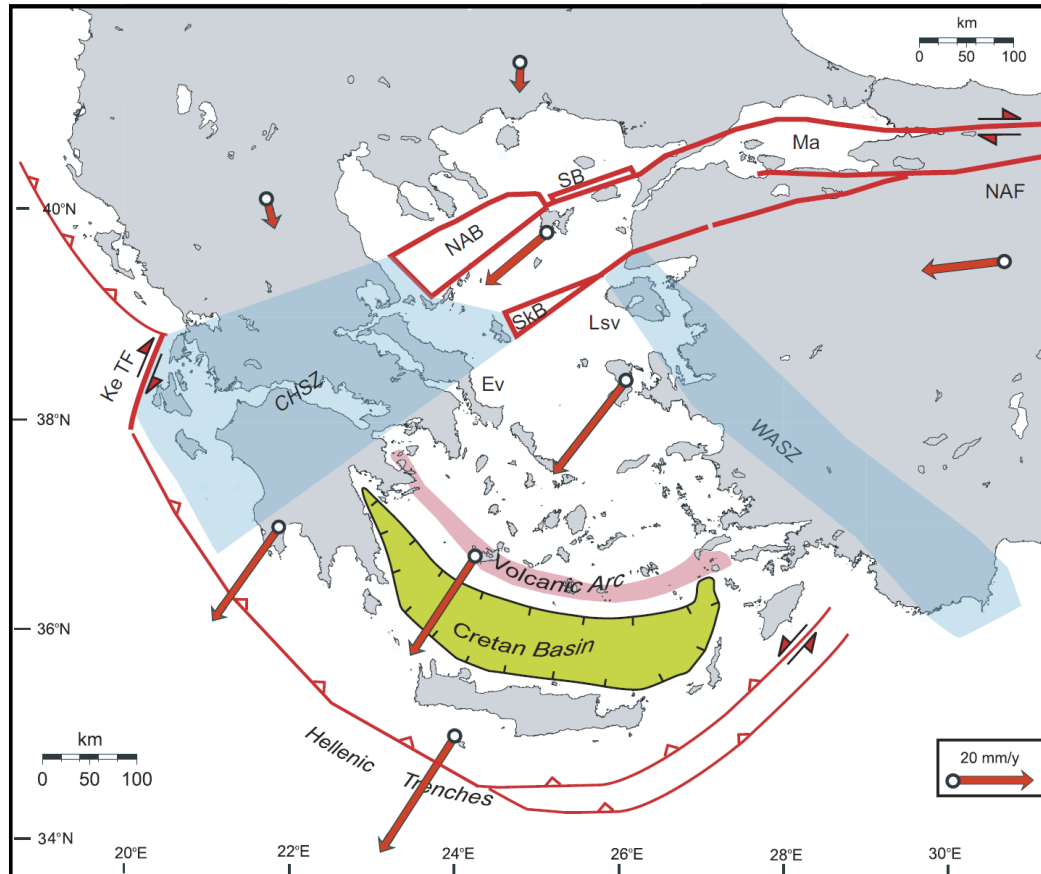


Εικόνα 2.2: Γεωτεκτονική θέση και κινηματική της λεκάνης του Βορείου Αιγαίου (από *Paranikolaou et al., 2002*).

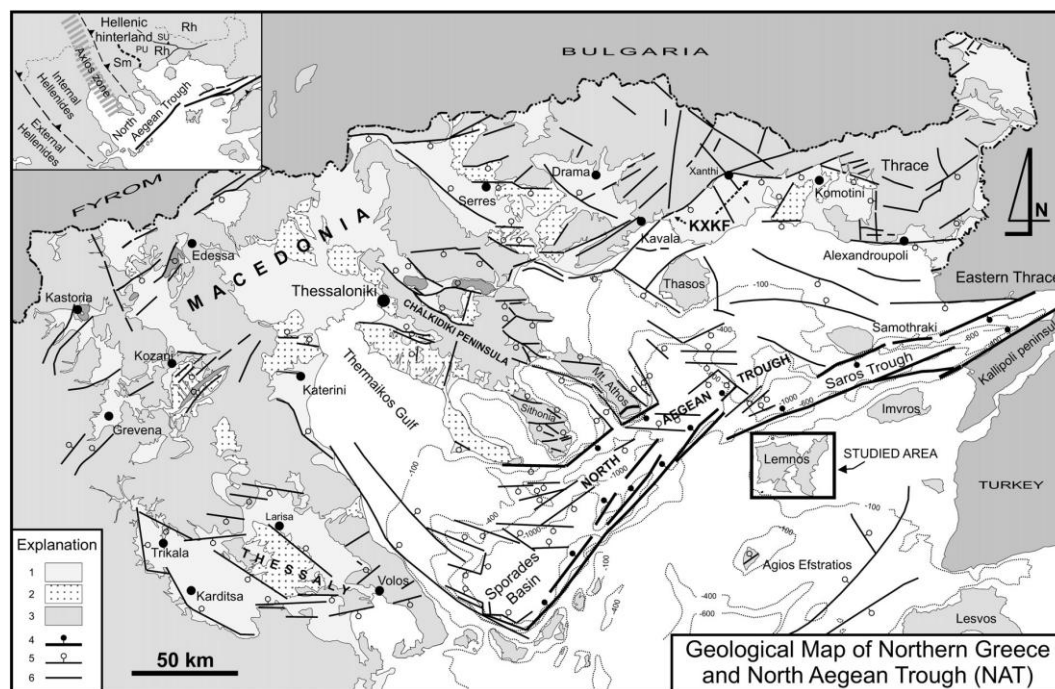
Η κίνηση της Ανατολίας προς τα δυτικά (εικ. 2.2; 2.3; 2.4), κατά μήκος του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας σε συνδυασμό με τη συνεχιζόμενη σύγκρουση μεταξύ των μικροπλακών Αιγαίου και Αδριατικής, στη περιοχή του Ιονίου, βόρεια της περιοχή της Κεφαλονιάς, είχε ως αποτέλεσμα την έκταση της μικροπλάκα του Αιγαίου προς νότο (Dewey & Sengor, 1979, Jackson and McKenzie, 1988). Η ανάδυση και ανύψωση της Σερβο-μακεδονικής και της μεταμορφωμένης μάζας της Ροδόπης, σε πολλές φάσεις κατά τα διαστήματα Μειόκαινο-Πλειόκαινο-Τεταρτογενές, μέσω της ενεργοποίησης μεγάλων ρηγμάτων αποκόλλησης (της Καβάλας-Ξάνθης, του Στρυμόνα και του Β. Αιγαίου), δημιούργησε πολλές ρηξιγενείς λεκάνες (Θερμαϊκός-Σποράδες, Καβάλα-Θάσος), στις οποίες αποτέθηκαν ιζηματογενείς ενότητες μεγάλου πάχους.

Η προς τα δυτικά μετατόπιση της ρηξιγενούς ζώνης της Βόρειας Ανατολίας, (τέλος Μειόκαινου-αρχές Πλειόκαινου), παραμόρφωσε τεκτονικά το χώρο του Αιγαίου, κατά μήκος μιας ζώνης παράλληλης με το ίχνος του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας, δημιουργώντας τη σημερινή μορφή της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου (North Aegean Trough, NAT), η οποία αποτελεί την κύρια μορφολογική και

σεισμοτεκτονική (Parazachos et al., 1998, Papanikolaou & Papanikolaou, 2007) δομή (διεύθυνσης ΑΒΑ-ΔΝΔ) του Βορείου Αιγαίου. Η Τάφρος του Βορείου Αιγαίου περιλαμβάνει μία σειρά από επιμήκεις λεκάνες με μεγάλα βάθη και απότομα πρανή, οι οποίες έχουν δημιουργηθεί κατά μήκος ενεργών ρηγμάτων (από ανατολικά προς δυτικά, υπολεκάνη της Σάρου (1061 m), της Λήμνου (1590 m), του Άθω (1149 m), των Σποράδων (1470 m) και λεκάνη της Βόρειας Σκύρου (800 m)).



Εικόνα 2.3: Τεκτονικό καθεστώς της λεκάνης του Βορείου Αιγαίου (NAB) που απεικονίζει την κίνηση της ηπειρωτικής Ανατολίας προς τα δυτικά και την δεξιόστροφη διάρρηξη κατά μήκος του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας (NAF) (από Papanikolaou & Papanikolaou, 2007).



Εικόνα 2.4: Γεωλογικός χάρτης του Βορείου Αιγαίου (1. Τεταρτογενείς αποθέσεις, 2. Νεογενή ιζήματα, 3. Υπόβαθρο). Στον υποθαλάσσιο χώρο κυριαρχεί η δομή της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου (από Τσανος, 2009, Παπανικολάου et al., 2002).

2.2 Η λεκάνη της Θράκης

Η λεκάνη της Θράκης αποτελείται από πυριτικοκλαστικά ιζήματα ηλικίας Ηωκαίνου-Ολιγοκαίνου καθώς και ιζηματογενείς αποθέσεις Νεογενούς και Τεταρτογενούς, μέχρι 9 km πάχος κυρίως στο ανατολικό τμήμα της λεκάνης, όπως φαίνεται από τις σεισμικές τομές και τις γεωτρήσεις υδρογονανθράκων (π.χ. Kopp et al., 1969; Turgut et al., 1991; Görür & Okay, 1996; Siyako & Hüvaz, 2007). Τα βορειοανατολικά και βορειοδυτικά περιθώρια της λεκάνης αποτελούνται από τα μεταμορφωμένα πετρώματα των ορεινών όγκων Στράντζα και Ροδόπης, αντίστοιχα. Η ανατολική λεκάνη της Θράκης, (έχει μελετηθεί αρκετά λόγω του υψηλού ποσοστού υδρογονανθράκων (π.χ. Görür et al., 1996; Görür & Okay, 1996; Okay et al., 1990; Turgut & Eseller, 2000; Siyako & Hüvaz, 2007; Ozcan et al., 2010). Η δυτική λεκάνη της Θράκης στην Ελλάδα αποτελείται από ιζηματογενή μολασσικού τύπου πετρώματα (π.χ. Lalechos 1986; Burchfiel et al., 2003; Mainhold & BouDagher-Fadel, 2010; Papanikolaou & Triantaphyllou, 2010; Kiliyas et al., 2013; Παπανικολάου, 2015). Η ηφαιστειακή δραστηριότητα ξεκίνησε στο μέσο-ανώτερο Ηώκαινο, όπως αυτό αποδεικνύεται από την παρουσία ηφαιστειακών στρωμάτων

εντός των κλαστικών ιζημάτων (π.χ. Burchfiel et al., 2003). Πρόσφατα, η Τριτογενούς ηλικίας λεκάνη της Θράκης έχει ερμηνευθεί ως μια επιφανειακά αποσπώμενη (supradetachment) λεκάνη γεγονός που επικροτεί την υπόθεση διαστολής στη βάση των μεταμορφωμένων πετρωμάτων στην περιοχή της Ροδόπης (Kilias et al., 2013), αναθεωρώντας το μοντέλο μιας προ-τόξου λεκάνης (Görür & Okay, 1996; Tranos, 2009; Maravelis & Zelilidis, 2010). Προφανώς, η θέση της λεκάνης της Θράκης πίσω από το σύγχρονα επωθούμενο κάλυμμα των Ελληνίδων, είναι αρκετά σημαντική όσον αφορά την κατανόηση της γεωδυναμικής εξέλιξης των Ελληνίδων και των παρακείμενων περιοχών της Τουρκίας.

Το βόρειο τμήμα της Ελληνικής Λεκάνης της Θράκης (HTB: Hellenic Thrace Basin) υπέρκειται των μεταμορφωμένων πετρωμάτων της Ροδόπης και της Σερβομακεδονικής (Bonev et al., 2006). Στο βορειοδυτικό περιθώριο της λεκάνης της Θράκης, η περιοχή γύρω από την ενότητα της Ροδόπης (Kauffmann et al., 1976; Papanikolaou, 2009) περιλαμβάνει οφιολίθους, φυλλίτες και ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους ηλικίας Τριαδικού-Ιουρασικού (ενότητα Μακρή, Papadopoulos et al., 1989; von Braun, 1993; Pomoni-Papaioannou & Papadopoulos, 1988) καθώς και ασβεστόλιθους Αλικής ηλικίας κατώτερου Κρητιδικού (π.χ. Maratos & Andronopoulos, 1964; von Braun, 1968; Ivanova et al., 2015), τα οποία επίκεινται είτε τεκτονικά (von Braun, 1968; von Braun, 1993) είτε ασύμφωνα (Kopp, 1969) της ενότητας Μάκρη. Οι Kilias et al. (2013) διακρίνουν πέντε παραμορφωτικά/μετασχηματικά γεγονότα για τη δυτική λεκάνη της Θράκης και υπαινίσσονται ότι η περιοχή μελέτης βρίσκεται κάτω από τεκτονικό καθεστώς διαστολής με κατεύθυνση BA-ND και η οποία ξεκινά κατά τη διάρκεια του μέσου/ανώτερου Ηωκαίνου. Η παραμόρφωση συνεχίστηκε κατά τη διάρκεια του Ολιγοκαίνου-Μειοκαίνου με ταυτόχρονη δραστηριότητα μεγάλων οριζόντιων, ανάστροφων και κανονικών ρηγμάτων και πτυχώσεων. Κατά τη διάρκεια του Μειοκαίνου-Πλειοκαίνου, η μεγάλη κλίση/γωνία των κανονικών ρηγμάτων υποδιαιρεί τη λεκάνη σε μια σειρά από μικρότερες υπο-λεκάνες. Μερικά από τα κανονικά ρήγματα έχουν παραμείνει ενεργά μέχρι σήμερα και συμπίπτουν με τις τεκτονικές δυναμικές της ευρύτερης περιοχής της Ροδόπης και της περιοχής του βορείου Αιγαίου.

Οι Papanikolaou & Triantaphyllou (2010) παρέθεσαν νέα τεκτονοστρωματογραφικά δεδομένα για το δυτικό τμήμα της λεκάνης της Θράκης και διέκριναν διαφορετικούς

τεκτονοστρωματογραφικούς σχηματισμούς κατά το χρονοστρωματογραφικό διάστημα του μέσου Ηωκαίνου-Ολιγοκαίνου. Με βάση την παρουσία δύο NE-SW δεξιόστροφων ρηγματών ολίσθησης καθόρισαν τρεις υπολεκάνες, την υπολεκάνη Αλεξανδρούπολης (ακολουθία ανώτερου Ηωκαίνου - κατώτερου Ολιγοκαίνου), την υπολεκάνη Ορεστιάδας (κατώτερο Ολιγόκαινο) και την βορειότερη υπολεκάνη των Πετρωτών

Σύμφωνα με τους Maravelis and Zelilidis (2016a), το υπόβαθρο δεν είναι εκτεθειμένο στο νότιο Ελληνικό τμήμα της λεκάνη της Θράκης (Λήμνος), αλλά η ανάλυση προέλευσης συμπεριλαμβανομένων της σύστασης των κλαστικών ιζημάτων και των γεωχημικών στοιχείων, υποδηλώνουν ότι η υπο-Πελαγονική ζώνη είναι ο πιο πιθανός υποψήφιος (Maravelis et al., 2015). Οι Tranos, (2009), Maravelis and Zelilidis, (2010), Maravelis and Zelilidis, (2013) θεωρούν ότι το Ελληνικό τμήμα της λεκάνη της Θράκης διαμορφώθηκε ως ένα επίμηκες τμήμα μεταξύ του μαγματικού τόξου της Ροδόπης (στο βορρά) και του πρίσματος προσαύξησης (accretionary prism) στο νότο. Αυτό το πρίσμα θεωρείται ότι αντιπροσωπεύει την προς τα δυτικά συνέχιση της ζώνης της Ποντίδας (Intra-Pontide) ή της πιο νότιας ωκεάνιας ζώνης Ισμίρ-Αγκυρας (İzmir-Ankara) που σχετίζονται με το κλείσιμο της ωκεάνιας λεκάνη της Νέο-Τηθύως (Okay et al., 2008). Το Ελληνικό τμήμα της λεκάνη της Θράκης παραμορφώνεται από το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας (NAF: North Anatolian Fault), που είναι μεταγενέστερο της ανάπτυξης του ελληνικού τμήματος της λεκάνη της Θράκης (δραστηριοποιείται από το ανώτερο Μειόκαινο έως το κατώτερο Πλειόκαινο) (π.χ. Armijo et al., 1999; Tranos, 2009).

Η Ελληνική ζώνη υποβύθισης στο Αιγαίο ελέγχει το μαγματισμό στη Βαλκανική Χερσόνησο από το ανώτερο Κρητιδικό (π.χ. Fytikas et al., 1984; Marchev et al., 2004). Ο μαγματισμός ηλικίας ανώτερου Κρητιδικού που έλαβε χώρα στη νότια Βουλγαρία, έχει αποδοθεί σε έναν μηχανισμό υποβύθισης, με την οροσειρά της Ροδόπης να θεωρείται ως το μετωπικό τμήμα της Σερβομακεδονικής (Srednogorie) ζώνης (Marchev et al., 2004). Τα ηφαιστειακά πετρώματα του κατώτερου Μειοκαίνου είναι τα συνήθη στο Βόρειο Αιγαίο, υποδεικνύοντας μια περαιτέρω νότια μετανάστευση (π.χ. Innocenti et al., 1994; Maravelis et al., 2007). Έχει παρατηρηθεί επέκταση της ζώνης υποβύθισης σαν αποτέλεσμα του συνεχούς περιφερειακού μαγματισμού (Marchev et al., 2004).

2.3 Νότιο τμήμα της Ελληνικής λεκάνης της Θράκης: Νήσος Λήμνος

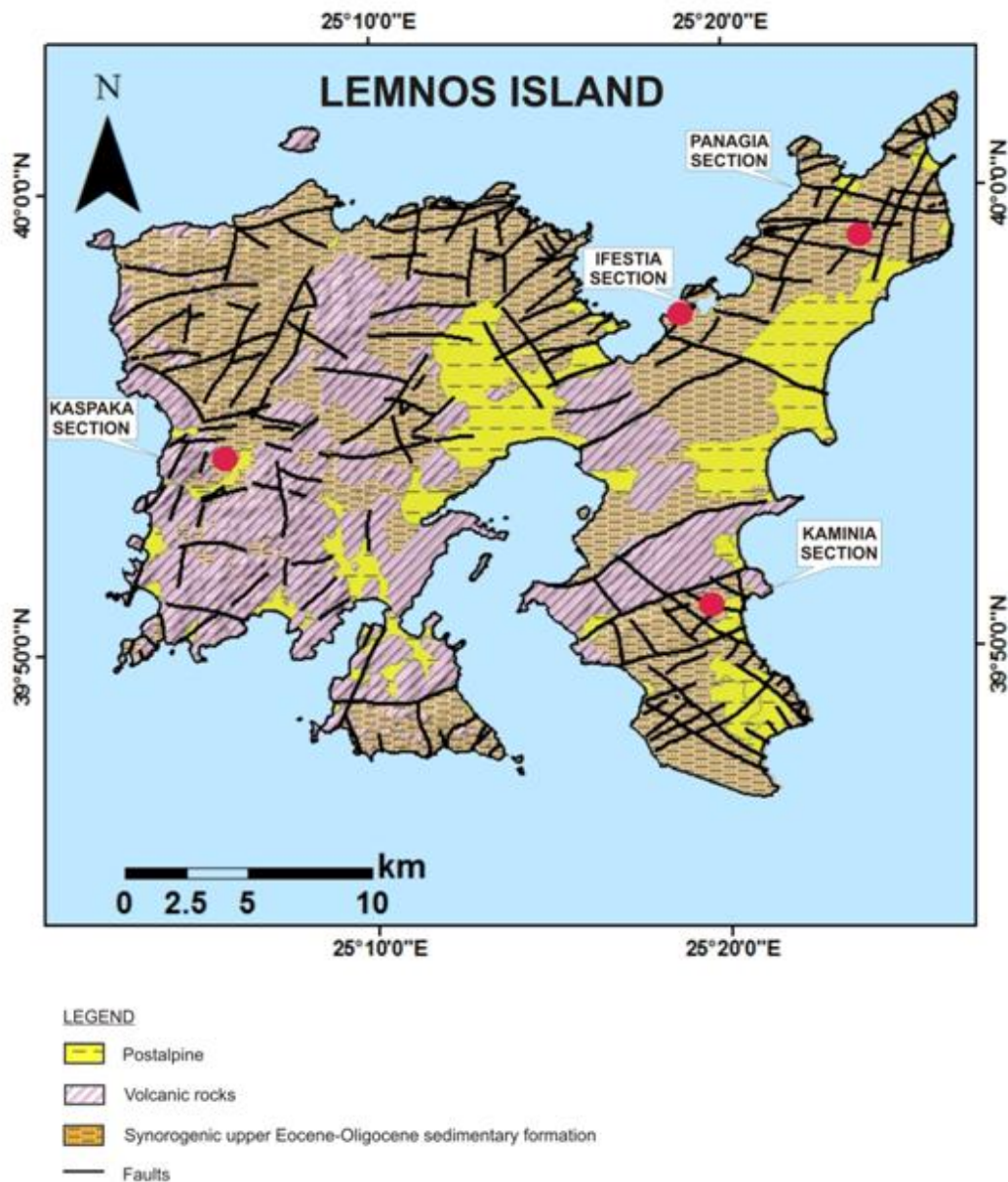
Η περιοχή μελέτης (Λήμνος) βρίσκεται στη βορειοανατολική περιοχή της Μεσογείου, και πιο συγκεκριμένα στο βορειοανατολικό Αιγαίο πέλαγος (εικ. 2.1; 2.5). Η ακριβής γεωγραφική θέση της Λήμνου ορίζεται από $40^{\circ} 02' 24''$ Β έως $39^{\circ} 47'$ Ν γεωγραφικό πλάτος και από $25^{\circ} 00'$ Δ μέχρι $25^{\circ} 30'$ Α γεωγραφικό μήκος και περιλαμβάνεται στο γεωλογικό χάρτη του Ι.Γ.Μ.Ε κλίμακας 1:50000 (φύλλο: Λήμνος).

Το νησί της Λήμνου έχει έκταση περίπου 400 τ.χλμ. και ήπια μορφολογία με χαμηλό ανάγλυφο στο ανατολικό μέρος, ενώ είναι απότομο, τραχύ και με αρκετούς λόφους στο δυτικό μέρος, με υψηλότερο υψόμετρο τα 430 μέτρα στο βορειοδυτικό τμήμα. Τα ιζηματογενή πετρώματα που συνιστούν μέρος της γεωλογίας της Λήμνου παρουσιάζουν ηλικίες που κυμαίνονται από μέσο Ηώκαινο (Λουτήσιο) ως κατώτερο Μειόκαινο (εικ. 2.5).

Το σύστημα της Ελληνικής λεκάνης της Θράκης παραμορφώνεται από το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας (NAF: North Anatolian Fault), που είναι μεταγενέστερο της ανάπτυξης του συστήματος της Ελληνικής Λεκάνης της Θράκης (δραστηριοποιείται από το ανώτερο Μειόκαινο έως το κατώτερο Πλειόκαινο) (π.χ. Armijo et al., 1999; Tranos, 2009; Kilias et al., 2013; Παπανικολάου, 2015).

Τις τελευταίες δεκαετίες, η Λήμνος υπήρξε αντικείμενο πολυάριθμων γεωλογικών και πετρολογικών μελετών (Fytikas et al. 1979, 1984; Lyberis 1984; Mercier et al. 1989; Pavlides et al. 1990; Pe-Piper et al. 2009). Ο πρώτος σχηματικός γεωλογικός χάρτης σκιαγραφήθηκε από τον Papp (1945) ενώ αργότερα ενημερώθηκε από τον Davis (1960). Οι Innocenti et al. (1994) στην εργασία τους σχετικά με τη γεωλογική και γεωδυναμική εξέλιξη της Λήμνου, παρουσίασαν μια απλοποιημένη εκδοχή του γεωλογικού χάρτη, αρχικά σε κλίμακα 1:25.000. Διαδοχικά, οι Innocenti et al. (2003) παρουσίασαν μία πρώτη εκδοχή του χάρτη σε κλίμακα 1:50.000. Η τελική μορφή του χάρτη παρουσιάζει σημαντικές διαφορές με το χάρτη που προγενέστερα δημοσιεύθηκε από τον Roussos (1993) και ο οποίος επικεντρώθηκε κυρίως στα ηφαιστειακά πετρώματα. Τα δεδομένα των κύριων γεωλογικών ακολουθιών της Λήμνου όπως αυτές διατυπώθηκαν από τους Innocenti et al. (1994) έδωσαν νέες

εκτιμήσεις για τη γεωδυναμική εξέλιξη της βόρειας Ελλάδας από το ανώτερο Κρητιδικό έως το Ολιγόκαινο.



Εικόνα 2.5: Γεωλογικός χάρτης της νήσου Λήμνου όπου απεικονίζονται τα μεταλπικά ιζήματα, τα Αν. Ηωκαινικά/Ολιγοκαινικά ιζήματα και τα ηφαιστειακά πετρώματα (τροποποιημένο από Ι.Γ.Μ.Ε., 1993), και το σύστημα των κύριων ρηγμάτων (από Τραπος 2009). Τα κόκκινα σημεία δείχνουν τις θέσεις δειγματοληψίας στην παρούσα μελέτη.

Σύμφωνα με τους Ρούσσος (1993) και κυρίως Innocenti et al. (2009) η ιζηματογενής ακολουθία της Λήμνου διαχωρίζεται ως ακολούθως (εικ. 2.6):

Κατώτερη ιζηματογενής ακολουθία

Το κατώτερο ιζηματογενές τμήμα, που καλύπτει το 60% του νησιού αποτελείται από τρεις διακριτές μονάδες (Innocenti et al., 2009).

1. Ενότητα Φισίνης-Σαρδών

Αποτελεί την πιο εκτεταμένη ιζηματογενή ακολουθία του νησιού. Το κατώτερο κομμάτι της χαρακτηρίζεται από ψαμμίτες, με πρασινωπούς ιλυόλιθους και σχιστόλιθους. Τα στρώματα ψαμμίτη, πάχους 20-30 εκ. ως 1 μέτρο είναι κανονικά διαβαθμισμένα και καλά συγκολλημένα με επιφανειακές επιφάνειες αποσάθρωσης. Ολισθόλιθοι από σκληρούς, χρώματος ανοιχτού γκριζου, νουμουλιτοφόρους ασβεστόλιθους βρίσκονται επίσης στα κατώτερα τμήματα της ακολουθίας. Από πάνω τους ακολουθεί μια ασυνήθιστη επίστρωση τόφφων, πάχους 6 μέτρων και έκτασης 8 χλμ. Αποθέσεις τόφφων συναντώνται και στην περιοχή της Πλάκας. Στο μέσο και ανώτερο μέρος της ακολουθίας υπερισχύουν παχείς ψαμμίτες έναντι των αργιόλιθων και των πηλόλιθων. Η ηλικία της συγκεκριμένης ακολουθίας καθορίστηκε με νανοαπολιθώματα (Innocenti et al., 2009). Στο κατώτερο τμήμα τα είδη που βρέθηκαν είναι τυπικά μεσο-ηωκαινικά (*Ericsonia formosa*, *Dictyococcitres bisectus*, *Reticulafenestra umbilica*, *Micrantbolicus pemma*, *Braurodosphaera bigelowi*). Τα υποκείμενα στρώματα των τόφφων περιέχουν απολιθώματα ενδεικτικά του ανώτερου Ηωκαίνου (*Isthmolithus recurvus*). Δείγματα μέσα και πάνω από τους τόφφους χρονολογήθηκαν ως κατω-ολιγοκαινικά (*Q.colossicus*, *E. formosa*, *R.umbilica*, απουσία των ειδών *Discoaster saipanensis*, *D. barbadiensis*).

2. Ενότητα Ηφαιστίας

Η ενότητα αυτή αποτελείται κυρίως από παχιά στρώματα, ως 5 μέτρα, κιτρινοκοκκινωπών ψαμμιτών. Στην περιοχή μεταξύ Παναγιάς και Νέας Κουτάλης σχηματίζουν χαρακτηριστικά Α-Δ πρίσματα. Το ανώτερο τμήμα του σχηματισμού φαίνεται δίπλα στο Ρουσσοπούλι και στη Μύρινα και αποτελείται από μια παχιά

ακολουθία αργιλωδών πηλολίθων, σχιστολίθων και μαργών, με λίγους ψαμμίτες ανάμεσα και θραύσματα πυριτολίθων. Η κορυφή της Ηφαιστίας είναι μια διαβρωτική επιφάνεια, προγενέστερη της ηφαιστειακής δραστηριότητας που κάλυψε εκτεταμένα μεγάλο μέρος αυτής της ενότητας. Η παρουσία του είδους *Helicopontosphaera* στο ανώτερο τμήμα της, υποδεικνύει ως ηλικία το ανώτερο Ολιγόκαινο – (?) κατώτερο Μειόκαινο (Innocenti et al., 2009).

3. Ενότητα Θερμών

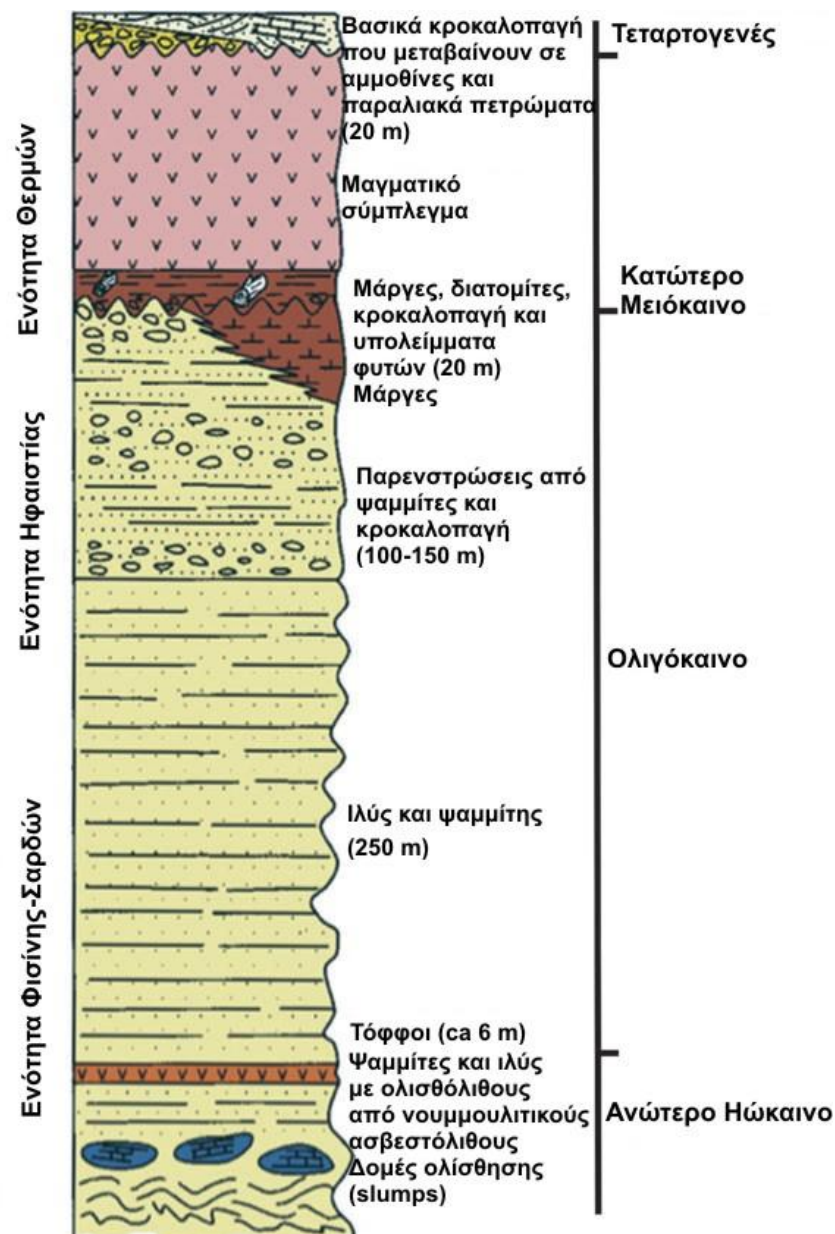
Αυτή η ενότητα, πάχους 10 μέτρων, που εκτίθεται ασυνεχώς μόνο στο δυτικό και νοτιοδυτικό κομμάτι του νησιού, αποτελείται από συσσωματώματα με πολύ οξειδωμένα χαλίκια και ηφαιστειακούς κλάστες, μάργες με διατομα και άφθονα υπολείμματα φυτών. Ακριβώς δίπλα από τα Θερμά, παρατηρείται ξεκάθαρα η σχέση της ενότητας με το ανώτερο τμήμα της Ηφαιστίας, ενώ η σχέση με τα υπερκείμενα ηφαιστειακά είναι περαιτέρω ορατή δυτικά του ακρωτηρίου Παρανήσια. Η ενότητα Θερμών δείχνει μια απότομη αλλαγή από θαλάσσιο σε ηπειρωτικό περιβάλλον, μετά τη φάση παραμόρφωσης και διάβρωσης που επηρέασε τις παλαιότερες ιζηματογενείς ακολουθίες. Θεωρείται κατω-μειοκαινική, λόγω της γεωμετρικής της θέσης ανάμεσα στις υπερκείμενες κατω-μειοκαινικές λάβες και στα υποκείμενα ιζηματογενή της ενότητας της Ηφαιστίας.

Πυριγενές σύμπλεγμα

Το πυριγενές σύμπλεγμα εμφανίζεται στον δυτικό και στον κεντροδυτικό τομέα του νησιού (Μούδρος). Ένα διεισδυτικό σώμα, περιορισμένης έκτασης βρίσκεται στην περιοχή του ακρωτηρίου Φακός. Ραδιοχρονολογήσεις έδειξαν ότι η δραστηριότητα έλαβε χώρα ουσιαστικά στο κατώτερο Μειόκαινο, μεταξύ 22.6 και 18 Ma. Συνολικά, τα ηφαιστειακά πετρώματα δείχνουν ορογενετική συγγένεια.

Η Ενότητα Ρωμανού αποτελείται κυρίως από μια πυροκλαστική ακολουθία, που εμφανίζεται γύρω από τον κόλπο του Μούδρου. Στο κατώτερο τμήμα της σχηματίστηκε από πυροκλαστικές ροές, πλούσιες σε λιθοκλάστες και κλάστες από ελαφρόπετρες, κοντά στην κορυφή. Νότια του χωριού Ρωμανού, οι πυροκλαστικές αποθέσεις βρίσκονται ενδιαστωμένες με ηπειρωτικά ιζήματα και περιέχουν άφθονα απολιθώματα φυτών, και ίχνη τους, και απολιθωμένους κορμούς. Η ηλικία προσδιορίστηκε στα 19.8 Ma (π.χ. Fytikas et al., 1979).

Η Ενότητα Κατάλακκου κυρίως από δόμους λάβας. Συχνά, οι λάβες δεν διαπερνούν το ιζηματογενές κάλυμμα και σχηματίζουν κρυμμένους δόμους. Η ηλικία τους πιθανολογείται ότι είναι 20-21 Ma (Fytikas et al., 1979; Innocenti et al., 1994). Τα πετρώματα είναι πορφυριτικοί ανδεσίτες και δακίτες.



Εικόνα 2.6: Στρωματογραφική στήλη των Καινοζωικών ιζηματογενών στρωμάτων της Λήμνου (τροποποιημένο από Innocenti et al., 1994; Caracciolo et al., 2011).

Η Διείδδυση Φακός έχει εύρος μικρότερο από 1 τ.χλμ. και εμφανίζεται στο νότιο μέρος του νησιού. Με τη διείδδυση συνδέεται ένα σμήνος δεισδυτικών φλεβών, πολύ λεπτών. Ουσιαστικά πρόκειται για έναν χαλαζομονζονίτη, με εμφανή σημάδια υδροθερμικής δράσης.

Η Ενότητα Μύρινας αποτελεί τα νεότερα ηφαιστειακά προϊόντα του νησιού (19.3-18.2 Ma). Η ενότητα αποτελείται από δόμους λάβας, που σχετίζονται με ροές λάβας, λατυποπαγή και λαχάρ.

Ανώτερη ιζηματογενής ακολουθία

Η ακολουθία αυτή περιλαμβάνει αποθέσεις που εμφανίζονται μεταξύ Παναγιάς και Νέας Κουταλης, καθώς και στην περιοχή Λαγκαδάς και είναι μειοκαινικής ηλικίας (Innocenti et al., 2009). Είναι μια ενότητα που παρεμβάλλεται μέσα στην πυροκλαστική μειοκαινική ακολουθία. Στο Λαγκαδά η αυτή η ενότητα βρίσκεται ασύμφωνα πάνω στην πυροκλαστική ακολουθία και έχει λιθολογίες ανάλογες με τα πλειο-πλειστοκαινικά ιζήματα, που περιγράφηκαν από τον Ρούσσο (1993).

Φάσεις ιζηματογένεσης

Στην περιοχή της Λήμνου αναγνωρίστηκαν 7 διαφορετικές φάσεις ιζηματογένεσης: αποθέσεις λοβών, αποθέσεις μεταξύ των λοβών, αποθέσεις μεταξύ των ριπιδίων, αποθέσεις καναλιών, αποθέσεις αναχωμάτων, αποθέσεις κατωφέρειας και αποθέσεις υφαλοκρηπίδας (Μαραβέλης, 2009, Maravelis et al., 2007, Maravelis & Zelilidis, 2011, Maravelis et al., 2015) (εικ. 2.7).

Οι αποθέσεις λοβών έχουν πάχος μέχρι 100 m και εμφανίζονται κυρίως στα βόρεια και βορειοδυτικά τμήματα του νησιού. Χαρακτηρίζονται από εναλλαγές ψαμμίτη (συνήθως με επίπεδες βάσεις) με άργιλο ο οποίος κατά διαστήματα εμφανίζεται με παρενστρώσεις πηλού. Τα ιχνοαπολιθώματα εμφανίζονται συχνά ενώ και οι παλαιογεωμορφικοί δείκτες (flute, groove marks) εμφανίζονται σε αφθονία.

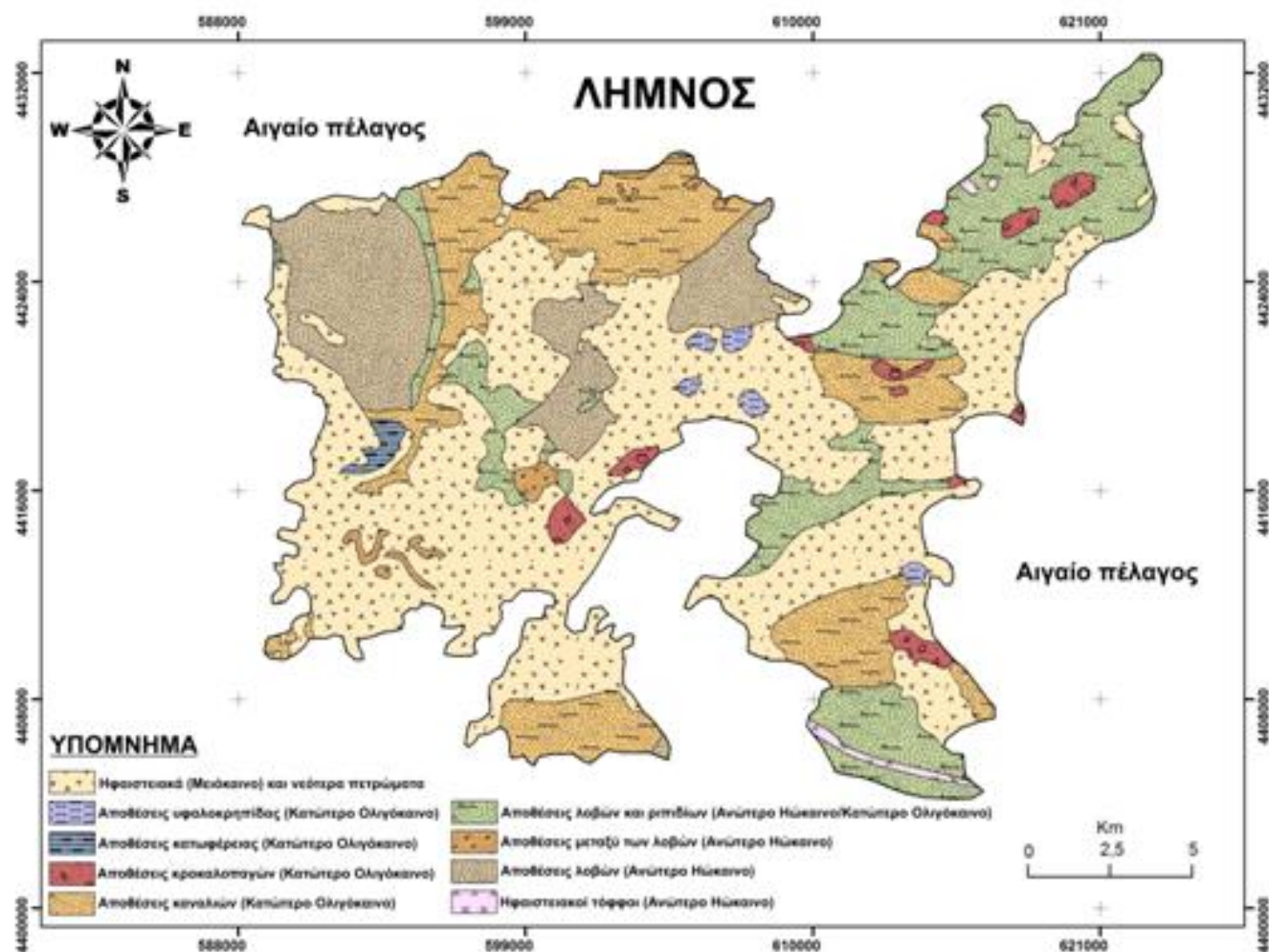
Οι αποθέσεις μεταξύ των λοβών έχουν πάχος μεγαλύτερο από 30 m και αποτελούνται από εναλλαγές ψαμμίτη (συνήθως με επίπεδες βάσεις) και αργίλου (συνήθως στερείται εσωτερικών δομών) ενώ ανάμεσά τους εντοπίζονται συχνά ιζήματα υπερβασικής σύστασης πάχους όχι μεγαλύτερου από 6 m και τα οποία έχουν αποθεθεί παράλληλα στη στρώση των τουρβιδιτικών αποθέσεων.

Οι αποθέσεις μεταξύ των ριπιδίων έχουν πάχος μεγαλύτερο των 30 m και χαρακτηρίζονται από εναλλαγές ψαμμίτη (συνήθως με επίπεδες βάσεις) και αργίλου (συνήθως στερείται εσωτερικών δομών), ενώ τα ιχνοαπολιθώματα είναι πολύ συχνά σε αυτή την ενότητα.

Οι αποθέσεις καναλιών μπορεί να είναι παρουσία ή απουσία κροκαλοπαγούς. Οι αποθέσεις καναλιών χωρίς κροκαλοπαγές αποτελούνται από εναλλαγές ψαμμίτη (συνήθως με απότομες ή διαβρωσιγενείς βάσεις) με ημιπελαγικούς αργίλους (συνήθως στερούνται εσωτερικών δομών). Οι παλαιορευματικοί δείκτες (flute, groove marks) εμφανίζονται σε αφθονία. Οι αποθέσεις καναλιών με κροκαλοπαγές χαρακτηρίζονται από εναλλαγές ψαμμίτη ο οποίος κατά τόπους συσχετίζεται με χαλικώδεις ψαμμίτες και κροκαλοπαγή με ημιπελαγικούς αργίλους. Το πάχος των κροκαλοπαγών ξεπερνά τα 3 m, συνήθως είναι αδιαβάθμητα και αποτελούνται από ραδιολαριτικές, ασβεστολιθικές, ψαμμιτικές, γνευσιακές, σχιστολιθικές, χαλαζιτικές και ηφαιστειακές κροκάλες και από ψαμμιτικό συνδετικό υλικό.

Οι αποθέσεις κατωφέρειας έχουν πάχος μεγαλύτερο από 30 m και χαρακτηρίζονται από αργίλους χωρίς άλλες εσωτερικές δομές. Οι ψαμμίτες είναι σπάνιοι ενώ συνήθως διακόπτουν τις αποθέσεις καναλιών ή αναχωμάτων.

Τέλος, οι αποθέσεις υφαλοκρηπίδας έχουν πάχος μεγαλύτερο των 50 m. Η βάση τους αποτελείται σχεδόν αποκλειστικά από ψαμμίτες πάχους έως και 3 m ενώ ανάμεσά τους παρεμβάλλονται πολύ λεπτοί άργιλοι πλούσιοι σε οργανικό υλικό. Η οροφή τους αποτελείται σχεδόν εξολοκλήρου από συμπαγή και ομογενή άργιλο.



Εικόνα 2.7: Ιζηματογενείς φάσεις της Λήμνου όπως έχουν προσδιορισθεί από τους Maravelis et al. (2016).

Σύμφωνα με τους Maravelis and Zelilidis (2016a), στο νότιο τμήμα του Ελληνικής Λεκάνης της Θράκης (Λήμνος), έλαβε χώρα η ανάπτυξη του πρίσματος προσαύξησης κατά τη διάρκεια του ανώτερου Ηωκαίνου - κατώτερου Ολιγοκαίνου, όπως αποδεικνύεται από τις αναλύσεις U-Pb στα ιζήματα βαθέων υδάτων. Οι ιζηματολογικές αναλύσεις που πραγματοποιήθηκαν στην περιοχή της Λήμνου έδειξαν ότι πρόκειται για ιζηματογενείς αποθέσεις τυπικές ενεργών ηπειρωτικών περιθωρίων (Maravelis et al., 2007). Πιο συγκεκριμένα, η ανάλυση των φάσεων ιζηματογένεσης, σε συνδυασμό με την λιθο-στρωματογραφική εξέλιξη καταδεικνύουν την ανάπτυξη ενός πλούσιου σε άμμο συστήματος υποθαλασσίων ριπιδίων αλλά και μια προοδευτική ρήχευση της λεκάνης ιζηματογένεσης (Maravelis et al., 2007; Maravelis and Zelilidis, 2011).

Τα ιζήματα βαθιάς θάλασσας επικρατούν, αλλά προοδευτικά η ιζηματογένεση λαμβάνει χώρα σε περιβάλλοντα κατωφέρειας και ρηχών νερών (Maravelis et al., 2015). Επιπλέον, η ανάλυση των στρωματογραφικών ακολουθιών (sequence stratigraphy), δείχνει αφενός έναν ασύμμετρο ιζηματογενή χαρακτήρα και αφετέρου ότι στην περιοχή μελέτης επικρατούν ιζήματα τα οποία αποτέθηκαν κατά την διάρκεια της απόσυρσης της θάλασσας (regression), σε βάρος των ιζημάτων που αποτέθηκαν κατά την διάρκεια της επίκλησης της θάλασσας (transgression), με αποτέλεσμα να αποτελούν τυπική μορφή ιζηματογενών ακολουθιών που αποτέθηκαν σε τεκτονικά καθεστώτα συμπίεσης (Maravelis and Zelilidis, 2011; Maravelis et al., 2016a, b). Η λεπτομερής παλαιογεωγραφική ανάλυση δείχνει μια BA-BBA κατεύθυνση ροής και μια νότια πηγή τροφοδοσίας (Maravelis et al., 2007; Maravelis et al., 2015). Οι παλαιομαγνητικές μελέτες δεν έδειξαν καμία περιστροφή της ανατολικής περιοχής της Ροδόπης-Θράκης από το Ολιγόκαινο και μετά (Kissel et al., 1986; Kissel and Laj, 1988), γεγονός που αποδεικνύει ότι η BA-BBA κατεύθυνση του παλαιορεύματος που καταγράφηκε στα πετρώματα που μελετήθηκαν, ήταν η κύρια κατεύθυνση (Maravelis and Zelilidis, 2010). Η γεωχημική ανάλυση είναι σε συμφωνία με την ιζηματολογική έρευνα και υποδεικνύει ένα ενεργό ηπειρωτικό περιθώριο ως το πιο πιθανό γεωτεκτονικό περιβάλλον απόθεσης των υπό μελέτη ιζηματογενών σχηματισμών (Maravelis and Zelilidis, 2010).

Στοιχεία γεωδυναμικής εξέλιξης του νότιου τμήματος της Λεκάνης της Θράκης

Σύμφωνα με τους Innocenti et al. (2009) οι κλάστες, με βάση πετρογραφικές αναλύσεις σε ψαμμίτες, προέρχονται από πετρώματα μεταμορφωμένα χαμηλού ως μέσου βαθμού μεταμόρφωσης και ιζηματογενή, που προέρχονται από την Ροδοπική Μάζα και την Περι-Ροδοπική Ζώνη. Κατά τη διάρκεια του ανώτερου Ολιγόκαινου και του κατώτερου Μειόκαινου η ιζηματογενής ακολουθία πτυχώθηκε ελαφρά, διαβρώθηκε κι έπειτα καλύφθηκε κυρίως από ηπειρωτικά ιζήματα. Σχετικά έντονος μαγματισμός ξεκίνησε στο κατώτερο Μειόκαινο με πυροκλαστικές ροές, που ακολουθήθηκαν από την τοποθέτηση ροών λάβας και δόμων. Τρεις ηφαιστειακές μονάδες, καθώς και ένας χαλαζομονζονίτης περιορισμένης έκτασης, καλύπτουν πολύ από το νοτιοδυτικό μέρος του νησιού. Η Ηωκαινική/Μειοκαινική ιζηματογενής ακολουθία της Λήμνου αντανakλά τις γεωδυναμικές σχέσεις ανάμεσα στη Σερβομακεδονική Ενότητα και στη Ροδοπική Μάζα και το κλείσιμο του Ωκεανού της Πίνδου (Υπο-Πελαγονική), με τον ωκεάνιο φλοιό του να υποβυθίζεται τουλάχιστον από το ανώτερο Κρητιδικό κάτω από το Ευρωπαϊκό Περιθώριο, που αντιπροσωπεύεται από μονάδες που ανήκουν στις ζώνες Ροδόπης-Βαρδάρη-Πελαγονικής.

Το δυτικό τμήμα της λεκάνης της Θράκης, χωρίζεται σε τρεις κύριες ενότητες, της Ξάνθης – Κομοτηνής, της λεκάνης του Έβρου και της λεκάνης της Λήμνου στο βόρειο Αιγαίο (Papanikolaou & Triantaphyllou, 2010; Caracciolo et al., 2011). Μια επικλυσιογενής φάση εντός της ζώνης Ξάνθης-Κομοτηνής και του Έβρου χαρακτηρίζεται από εκτεταμένες αποθέσεις ανθρακικών (ρηχών υδάτων) ηλικίας Πριαμπόνιου και οι οποίες αποτελούνται από ασβεστόλιθους πλούσιους σε *Numullites*, κοράλλια και φύκια. Αυτή η εναπόθεση του ανθρακικού (ρηχών υδάτων) υλικού σηματοδότησε την αρχική ταχεία καθίζηση της λεκάνης και μια αλλαγή από τεκτονική συμπίεση σε διαστολή (extension) (π.χ. Papanikolou & Triantaphyllou, 2010; Kiliyas et al 2013). Τα δύο κύρια συστήματα της λεκάνης γνώρισαν μια γενική τάση εμβάθυνσης, η οποία προκάλεσε την εμφάνιση της ιζηματογένεσης τουρβιδιτών στα βαθύτερα παλαιοπεριβάλλοντα. Τα πυριτοκλαστικά στρώματα τα οποία υπέρκεινται ασύμφωνα των ανθρακικών (ρηχών υδάτων) στρωμάτων, αντανakλούν απότομες αλλαγές στην τοπογραφία της λεκάνης. Τα στρώματα της Λήμνου αποτελούνται μόνο από τουρβιδίτες βαθέων υδάτων, οι οποίοι είναι αρκετά παρόμοιοι με εκείνους της λεκάνης του Έβρου (Caracciolo et al., 2011).

Σύμφωνα με τους Caracciolo et al. (2011), η φάση διαστολής συνοδεύεται από τη μαγματική δραστηριότητα, που ήταν διαδεδομένη από την κεντρο/ανατολική Ροδόπη έως το βόρειο Αιγαίο Πέλαγος. Η μαγματική δραστηριότητα στη λεκάνη του Έβρου ξεκίνησε από το κατώτερο Ολιγόκαινο. Η ανώτερου Κρητιδικού/μέσου Ηωκαίνου φάση διαστολής (extension) προκάλεσε έντονη παραμόρφωση και ακολούθως ανύψωση της μάζας της Ροδόπης και της ζώνης γύρω από τη Ροδόπη. Η σύνθεση του ψαμμίτη για την περιοχή της βορειο/δυτικής λεκάνης της Θράκης στην Ελλάδα επιβεβαιώνει τις ξεχωριστές συνεισφορές από τη Ροδοπική μάζα και τη ζώνη γύρω από τη Ροδόπη. Ο ηπειρωτικής προέλευσης ψαμμίτης είναι πλούσιος σε χαλαζία, με σημαντικές διαφορές στη σύνθεση μεταξύ των τριών παραπάνω ενοτήτων. Ο ψαμμίτης της λεκάνης Ξάνθης-Κομοτηνής προήλθε κυρίως από την πλευρική πίεση της Ροδόπης, ενώ ο πλούσιος σε χαλαζία της λεκάνης του Έβρου και της Λήμνου προήλθε από την πλευρική πίεση της Περι-Ροδοπικής ζώνης (Caracciolo et al., 2011). Σύμφωνα με τους Caracciolo et al. (2011), το γεγονός ότι οι χαλαζιακοί και ηφαιστειοκλαστικοί ψαμμίτες της λεκάνης του Έβρου και της Λήμνου έχουν την ίδια σύνθεση υποδηλώνοντας ότι οι δύο αυτές λεκάνες ήταν μέρος μιας ευρύτερης λεκάνης εντός της Περι-Ροδοπικής ζώνης που αργότερα διαμελίστηκε αντικατοπτρίζοντας τις βασικές γεωδυναμικές αλλαγές μετά τη Ροδοπική ορογένεση και της έναρξης της διαστολής στο Αιγαίο Πέλαγος.

Σε αντίθεση με τους Caracciolo et al. (2011), οι Maravelis & Zelilidis (2013), Maravelis et al. (2015, 2016), θεωρούν ότι παρόλο που το υπόβαθρο δεν είναι εκτεθειμένο στο νότιο τμήμα της Ελληνικής Λεκάνης της Θράκης (Λήμνος), η ανάλυση προέλευσης αναφορικά με τη σύσταση των κλαστικών ιζημάτων και των γεωχημικών στοιχείων, υποδηλώνει ότι η υπο-Πελαγονική ζώνη είναι η πλέον πιθανή υποψήφια πηγή τροφοδοσίας. Επομένως θεωρούν ότι το σύστημα της Ελληνικής Λεκάνης της Θράκης διαμορφώθηκε ως ένα επίμηκες τμήμα μεταξύ του μαγματικού τόξου της Ροδόπης στο βορρά και του πρίσματος προσαύξησης στο νότο (Tranos, 2009; Maravelis and Zelilidis, 2010; Maravelis and Zelilidis, 2013). Στη ζώνη υποβύθισης, η προσαύξηση του ωκεάνιου φλοιού και των ιζημάτων στην ανώτερη πλάκα προκάλεσε την ανάπτυξη ενός πρίσματος προσαύξησης (Maravelis and Zelilidis, 2010; Görür and Elbek, 2013; Maravelis and Zelilidis, 2013). Μεταξύ του μαγματικού τόξου και του πρίσματος προσαύξησης, τα ιζήματα που πληρούν την μπροστά από το τόξο λεκάνη της Θράκης περιλαμβάνουν και τα κλαστικά ιζήματα

ηλικίας Ηωκαίνου – Ολιγοκαίνου (Maravelis et al., 2007; Maravelis and Zelilidis, 2011).

Σύμφωνα με τους Maravelis et al. (2016a), οι αναλύσεις που πραγματοποιήθηκαν σε προγενέστερες εργασίες τους υποδεικνύουν δύο πηγές ιζημάτων (Maravelis et al., 2007; Maravelis and Zelilidis, 2010; 2011; D'Atri et al., 2012). Το βόρειο τμήμα της Ελληνικής Λεκάνης της Θράκης επηρεάζεται από το περιθώριο της Ροδόπης και της Σερβο-μακεδονικής και τροφοδοτείται με άφθονα χονδρόκοκκα ιζήματα πέρα από την κατωφέρεια προς τα βαθιά τμήματα της προ-τόξου λεκάνης. Αυτό το ίζημα διαμόρφωσε εκτεταμένες αποθέσεις υποθαλάσσιων ριπιδίων τα οποία περικόπηκαν κατά μήκος του βόρειου τμήματος της Ελληνικής Λεκάνης της Θράκης (Maravelis and Zelilidis, 2010; 2013). Η ιζηματογένεση στο νότιο τμήμα της Ελληνικής Λεκάνης της Θράκης ελέγχεται κατά κύριο λόγο από το πρίσμα προσαύξησης. Η πηγή διαβρώθηκε οδηγώντας σε μία βαθιά εντομή του οφιολιθικού υποβάθρου, επιτρέποντας έτσι μια σημαντική ποσότητα χονδρόκοκκου υλικού να μεταφερθεί στην προ-τόξου περιοχή (Maravelis and Zelilidis, 2010).

Τόσο η πετρογραφική όσο και η γεωχημική ανάλυση έδειξαν ότι τα βασικά/υπερβασικά πετρώματα (π.χ. γάββρος, βασάλτης, πυριτόλιθος), αλλά και τα ιζηματογενή πετρώματα (κερατόλιθος, ψαμμίτης) αποτελούσαν τις κύριες πηγές τροφοδοσίας του ιζήματος για τις μελετηθείσες αποθέσεις (Maravelis and Zelilidis, 2010). Επιπλέον, η πολύ μικρή συμμετοχή όξινων ηφαιστειακών πετρωμάτων στη σύσταση των μελετηθέντων ιζημάτων, σε συνδυασμό με την συνεισφορά «νεανικού» μαφικού (juvenile/mafic) υλικού αλλά και την ύπαρξη κερατολίθων υποδεικνύει τον ωκεάνιο χαρακτήρα των πετρωμάτων (Maravelis and Zelilidis, 2010; Maravelis et al., 2016b). Επιπλέον η ποσοτική ανάλυση της σύστασης των κροκαλοπαγών πιστοποιεί τον ωκεάνιο χαρακτήρα (κερατόλιθος, ψαμμίτης, βασάλτης αποτελούν τους κύριους τύπους κροκάλων) των πετρωμάτων (Maravelis et al., 2007, 2016a). Η παλαιογεωγραφική, γεωχημική και πετρογραφική ανάλυση των υπερκείμενων Ολιγοκαινικών μικρότερου βάθους ιζημάτων συνηγορεί στην επίδραση μιας βασικής σύστασης πηγής τροφοδοσίας με BA-BBA κατεύθυνση ροής (Maravelis et al., 2015).

Επίσης, η λεπτομερής τεκτονική ανάλυση στην περιοχή της Λήμνου που πραγματοποιήθηκε από τον Tranos (2009) υποδηλώνει ότι το νότιο τμήμα της Ελληνικής Λεκάνης της Θράκης, έχει επηρεαστεί από συμπίεστικές τάσεις με

διεύθυνση B-N έως BBD-NNA. Το καθεστώς αυτό οδήγησε στην ανάπτυξη ανοιχτών πτυχών στα υποθαλάσσια ριπίδια και στα υπερκείμενα ιζήματα κατά το Ηώκαινο-Ολιγόκαινο. Επιπλέον, η ύπαρξη ανάστροφων ρηγμάτων τα οποία επηρεάζουν τα υπό μελέτη ιζήματα αλλά όχι τα νεότερα μαγματικά πετρώματα, πιστοποιούν την ύπαρξη του καθεστώτος συμπίεσης. Επομένως η περιοχή της Λήμνου ήταν τεκτονικά ενεργή κατά την διάρκεια της ιζηματογένεσης και η προοδευτική ρήχευση που πιστοποιήθηκε στις ιζηματογενείς ακολουθίες είναι αποτέλεσμα συμπίεσης και τεκτονικά ελεγχόμενης ανύψωσης (Maravelis et al., 2016a).

3. Τρηματοφόρα – Ασβεστολιθικό Ναννοπλαγκτόν

Τα τρηματοφόρα (foraminifera) αποτελούν τη συνομοταξία Foraminifera (Eichwald, 1830; Margulis, 1974), στο βασίλειο Χρώμιστα [Chromista] (Cavalier-Smith, 2010). Είναι μονοκύτταροι, θαλάσσιοι οργανισμοί που χαρακτηρίζονται από δίκτυο ψευδοποδίων (κοκκιοδικτυωπόδια), κέλυφος με χαρακτηριστική δομή και ετεροφασικό κύκλο ζωής. Πρόκειται για ετερότροφους, μικρο-παμφάγους οργανισμούς που καταλαμβάνουν σημαντική θέση στην τροφική αλυσίδα. Σύμφωνα με τον τρόπο ζωής τους χωρίζονται σε βενθονικά και πλαγκτονικά τρηματοφόρα. Τα περισσότερα τρηματοφόρα έχουν κέλυφος με διάμετρο μεταξύ 100 και 1000 μm . Ωστόσο, τα γνωστά ως μεγάλου μεγέθους βενθονικά τρηματοφόρα χαρακτηρίζονται από διάμετρο μεγαλύτερη από 2mm, όγκο 3 mm^3 και παρουσιάζουν πολύπλοκη εσωτερική κατασκευή. Στους σύγχρονους ωκεανούς, αποτελούν μία από τις πολυπληθέστερες ομάδες μικροοργανισμών με κέλυφος, με γνωστά 10.000 είδη (Vickerman, 1992), τιμή που αναλογεί περίπου στο ένα όγδοο των σύγχρονων μονοκύτταρων ειδών (Hammond et al., 1995). Αξιοσημείωτο είναι ότι η συντριπτική πλειοψηφία των σύγχρονων ειδών παρουσιάζουν βενθονικό τρόπο ζωής, καθώς πλαγκτονικό τρόπο ζωής επιλέγουν περίπου 40-50 είδη.

Ο μεγάλος αριθμός των ειδών και οι υψηλοί ρυθμοί αναπαραγωγής που τα χαρακτηρίζουν, καθιστούν τα τρηματοφόρα μία από τις σημαντικότερες ομάδες μικροαπολιθωμάτων. Διαβιούν σε όλα τα θαλάσσια περιβάλλοντα και χαρακτηρίζονται από συνεχή απολιθωμένα δεδομένα, από το Κάμβριο μέχρι σήμερα. Στους σύγχρονους ωκεανούς, αποτελούν περισσότερο από το 90% της βιομάζας των βαθιών θαλασσών. Στα θαλάσσια ιζήματα η περιεκτικότητα των τρηματοφόρων ποικίλει, από μερικά κέλυφα ανά kg ιζήματος, έως ιζηματογενείς σχηματισμούς με πολύ υψηλές συγκεντρώσεις, όπως σύγχρονες ιλύες με *Globigerina* ή νουμουλιτοφόροι ασβεστόλιθοι του Ηωκαίνου (π.χ. Murray, 2006).

3.1 Πλαγκτονικά τρηματοφόρα. Γενικά στοιχεία και χαρακτηριστικές βιοκοινωνίες/βιοστρωματογραφία του Ηωκαίνου-Ολιγοκαίνου

Τα μορφολογικά χαρακτηριστικά και οι ιδιότητες των πλαγκτονικών τρηματοφόρων, καθώς και η γεωχημική τους σύσταση τα καθιστούν σημαντικούς βιοστρωματογραφικούς και παλαιοωκεανογραφικούς δείκτες (π.χ. Berggren et al., 1995). Ωστόσο, τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα μπορούν να δώσουν πληροφορίες και για το περιβάλλον στο οποίο διαβιούν καθώς επηρεάζονται άμεσα από τη μεταβολή της θερμοκρασίας, της αλατότητας και της παραγωγικότητας του επιφανειακού στρώματος του θαλασσινού νερού [κυρίως στα ανώτερα 100 m] (π.χ. Bernard & Sen Gupta 1999). Επίσης, ενδιαφέρον παρουσιάζει το γεγονός ότι το κέλυφος των πλαγκτονικών τρηματοφόρων χρησιμοποιείται για χημικές-ισοτοπικές αναλύσεις. Λόγω του τεράστιου μεγέθους του πληθυσμού τους, εμπλουτίζουν τους ωκεανούς με ένα σημαντικό ποσοστό ανθρακικών. Οι Vincent & Berger (1981) υπολόγισαν ότι σε μια περίοδο 500 χρόνων τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα απόθεσαν ανθρακική μάζα ίση με εκείνη του συνόλου της βιόσφαιρας.

Στα πρώτα στάδια της έρευνας των πλαγκτονικών τρηματοφόρων τα περισσότερα είδη του Ηωκαίνου είχαν καταταχθεί στο γένος *Globigerina* [για άτομα με σφαιρικούς θαλάμους και ομφαλικό στοματικό άνοιγμα] ή στο γένος *Globorotalia* [για άτομα με περισσότερο πεπλατυσμένους θαλάμους, με εξω-ομφαλικό στοματικό άνοιγμα και συχνά μία περιφερειακή τρόπιδα] (π.χ. Pearson et al., 2006).

Ο Emiliani (1954a, b) με βάση τις αναλογίες ισοτόπων οξυγόνου σε κελύφη των πλαγκτονικών τρηματοφόρων παρουσίασε ότι τα σύγχρονα τροπικά είδη ακολουθούν μία στρωμάτωση στην υδάτινη στήλη, με μερικά είδη να προτιμούν τα πιο ζεστά επιφανειακά στρώματα νερού κατά τη διάρκεια του κύκλου ζωής τους και άλλα να βυθίζονται μέσα στην υδάτινη στήλη (στο θερμοκλινές), όπου και σχηματίζουν τους τελευταίους θαλάμους τους. Μία μεταγενέστερη έρευνα (Hemleben et al., 1989) αποκάλυψε την πολυπλοκότητα των κύκλων ζωής των σύγχρονων πλαγκτονικών τρηματοφόρων, της διατροφής τους, της συμβίωσης, καθώς και τις ποικίλες προτιμήσεις τους για τη θερμοκρασία του νερού, το βάθος και τις συνθήκες παραγωγικότητας.

Σύμφωνα με τους Pearson et al. (2006) η άμεση παρατήρηση των ειδών του Ηωκαίνου είναι αδύνατη επειδή όλα έχουν εξαφανιστεί. Η σύγκριση της ποικιλότητας

και των μορφολογικών διαφορών με τα σύγχρονα είδη έδειξε ότι πιθανόν είχαν ένα παρόμοιο τρόπο ζωής. Επίσης φαίνεται ότι τα είδη του Ηωκαίνου συγκριτικά με τα σύγχρονα είδη είχαν μικρότερο κέλυφος, δεν προτιμούσαν τόσο κατά τη διάρκεια ζωής τους τα περιθωριακά περιβάλλοντα, και το πιο σημαντικό, τα κελύφη τους είχαν διαφορετική γεωχημική σύσταση.

Οι πρώτες γεωχημικές μελέτες των πλαγκτονικών τρηματοφόρων ηλικίας Παλαιοκαίνου και Ηωκαίνου διεξήχθησαν στα τέλη της δεκαετίας του 1970. Οι Douglas & Savin (1978) ανέλυσαν ένα σύνολο απολιθωμάτων ηλικίας Παλαιοκαίνου και διαπίστωσαν ότι τα είδη του γένους *Morozovella* παρουσίαζαν περισσότερες αρνητικές τιμές $\delta^{18}\text{O}$ από αυτές της *Subbotina*. Οι Boersma et al. (1979) δημοσίευσαν περισσότερα δεδομένα από το Παλαιόκαινο και έδειξαν ότι το ισοτοπικό αποτέλεσμα των Douglas & Savin (1978) που βασίστηκε μόνο σε ένα δείγμα, ήταν χαρακτηριστικό του συνόλου των δειγμάτων και των άλλων θέσεων-περιοχών. Οι παραπάνω, έδειξαν ότι η ομάδα των morozovellids διαβιών σε ρηχά περιβάλλοντα με υψηλές θερμοκρασίες εξαιτίας των αρνητικών τιμών τους $\delta^{18}\text{O}$, ενώ η ομάδα των subbotinids επιλέγουν περιβάλλοντα μεγαλύτερου βάθους. Αυτή η γενικευμένη εικόνα φαίνεται να έχει επικρατήσει (π.χ. Boersma et al., 1987; Pearson et al., 1993, 2001), αν και πιθανά το περιβάλλον στο οποίο ζούσαν τα subbotinids να ήταν τελικά πιο εναλλακτικό από αυτό που έχει γίνει γενικά αποδεκτό (π.χ. Pearson et al., 2006).

Τα ισότοπα του άνθρακα στα πλαγκτονικά τρηματοφόρα του Ηωκαίνου έχουν δώσει επίσης σημαντικές πληροφορίες σχετικά με τον τρόπο ζωής των εξαφανισμένων ειδών, αλλά τα αποτελέσματα είναι πιο δύσκολο να ερμηνευθούν (Pearson et al., 2006). Έρευνες έδειξαν ότι τα είδη που διαβιών σε πιο ρηχά ύδατα έχουν πιο θετικά ισότοπα άνθρακα από αυτά που προτιμούν πιο βαθιά περιβάλλοντα (π.χ. Kroopnick, 1985). Μια τέτοια σχέση βρέθηκε στις πρωτοποριακές μελέτες των Douglas & Savin (1978), Boersma et al. (1979, 1987) και Shackleton et al. (1985), όπου υποστηρίζουν ότι το βάθος σχετίζεται με τα ισότοπα οξυγόνου που πρώτοι οι Boersma et al. (1979) ανέφεραν μελετώντας μεταξύ άλλων τις ομάδες των morozovellids και subbotinids (Pearson et al., 2006).

Οι Shackleton et al. (1985) ανέλυσαν τα ισότοπα του $\delta^{13}\text{C}$ με βάση το μέγεθος του κελύφους και διαπίστωσαν ότι ορισμένα είδη με ανώμαλη επιφάνεια κελύφους εμφανίζουν μια έντονη τάση για πιο θετικές τιμές καθώς αναπτύσσονται. Οι Pearson

et al. (1993) παρατήρησαν έναν παρόμοιο συσχετισμό των ισοτόπων του άνθρακα με το μέγεθος του κελύφους των morozovellids και acarininids του Ηωκαίνου, και υποστήριξαν ότι αυτές οι ομάδες επιλέγουν ένα συμβιωτικό τρόπο ζωής (π.χ. Berger et al., 1978; Spero & Lea, 1993). Παρόμοιες ερμηνείες έγιναν από τους D'Hondt & Zachos (1993), D'Hondt et al. (1994) και Norris (1996) για τα είδη του Παλαιοκαίνου. Ωστόσο, η παρουσία των συμβιωτικών ειδών δεν είναι ο μόνος μηχανισμός που προκαλεί αύξηση των ισοτόπων του άνθρακα (π.χ. Spero & Lea, 1996).

Σύμφωνα με τους Pearson et al. (2006) τα τελευταία χρόνια αυξάνεται ο αριθμός των ειδών που έχουν υποβληθεί σε αναλύσεις σταθερών ισοτόπων, ωστόσο υπάρχουν ακόμα πολλά είδη για τα οποία δεν υπάρχουν ακόμη σχετικά δεδομένα. Αξίζει να σημειωθεί ότι τα αποτελέσματα που προκύπτουν από τα ισότοπα οξυγόνου και άνθρακα ενισχύονται από νέες μεθόδους όπως π.χ. η ανάλυση των ισοτόπων του βορίου, η οποία δίνει πληροφορίες για το pH στην υδάτινη στήλη (Pearson & Palmer, 1999). Στις περισσότερες περιπτώσεις, τα είδη που προέρχονται από το ίδιο γένος τείνουν να έχουν παρόμοια ισοτοπικά χαρακτηριστικά. Αντίθετα, ορισμένες ομάδες όπως τα hantkeninids φαίνεται να μην ακολουθούν την παραπάνω θεωρία καθώς η αλλαγή του βάθους στο περιβάλλον στο οποίο ζουν φαίνεται να παίζει καταλυτικό ρόλο (Coxall et al., 2000).

Η εξέλιξη της ταξινόμησης των πλαγκτονικών τρηματοφόρων του Ηωκαίνου σχετίζεται με την εξέλιξη της στρωματογραφικής τους εξάπλωσης και της γεωχρονολόγησης της εποχής του Ηωκαίνου γενικότερα. Όσον αφορά τη βιοστρωματογραφική εξάπλωση των πλαγκτονικών τρηματοφόρων κατά τη διάρκεια του Ηωκαίνου ο αναγνώστης παραπέμπεται για λεπτομέρειες στη βιβλιογραφία των Toumarkine & Luterbacher (1985), Berggren & Miller (1988) και Berggren et al. (1995). Ωστόσο μία πιο πρόσφατη μελέτη των Pearson et al. (2006) οδήγησε σε ταξινομικές αναθεωρήσεις των πλαγκτονικών τρηματοφόρων τόσο για τη περίοδο του Ηωκαίνου όσο και για την περίοδο του Ολιγοκαίνου, χρησιμοποιώντας και μία νέα αρίθμηση των ζωνών. Πιο συγκεκριμένα, χρησιμοποιήθηκε το πρόθεμα E για τον προσδιορισμό των ζωνών του Ηωκαίνου και το πρόθεμα O για τον προσδιορισμό των ζωνών του Ολιγοκαίνου. Αυτό το βιοστρωματογραφικό καθεστώς δόθηκε στη δημοσιότητα από τους Berggren & Pearson (2005).

Το όριο Ηωκαίνου / Ολιγοκαίνου σηματοδοτείται βιοστρωματογραφικά από την ανώτατη εμφάνιση (HO, highest occurrence) και το βιοσυμβάν της τελευταίας εμφάνισης (LAD, last appearance datum) των πλαγκτονικών τρηματοφόρων του γένους *Hantkenina* (Nocchi et al., 1988) συσχετίζεται χρονοστρωματογραφικά με το C13r (= κορυφή της ζώνης E16 των Berggren & Pearson, 2005, 2006). Συνδέεται επίσης με την HO της *Turborotalia cerroazulensis* (Berggren & Pearson, 2005; 2006) [Πίνακα 3.1]. Ωστόσο, σύμφωνα με τους Berggren & Pearson (2005) υπάρχει πρόβλημα εγκυρότητας με τη βιοστρωματογραφική ζώνη P17. Δυστυχώς, το όριο Πριαμπονίου / Ρουπέλιου δεν έχει προσδιοριστεί σαφώς με βάση τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα με αποτέλεσμα να δημιουργούνται σοβαρά προβλήματα (Berggren et al., 2015; Coxall & Pearson, 2007). Όσον αφορά το όριο κατώτερου/ανώτερου Ολιγοκαίνου (Ρουπέλιο/Σάττιο), η βάση του Σάττιου δεν έχει ακόμη οριστεί (π.χ. Coccioni et al., 2008). Το όριο μεταξύ Ρουπέλιου και Σάττιου έχει μελετηθεί στο παρελθόν από πολλούς ερευνητές [Βόρεια Ευρώπη] (π.χ. Vandenberghe et al., 2001; Van Simaey, 2004). Οι αλλαγές στο επίπεδο της στάθμης της θάλασσας σε αυτά τα ρηχά ύδατα οδήγησαν σε ασυμφωνίες, και υπάρχουν λίγα πλήρη τμήματα του Ολιγοκαίνου με καλά διατηρημένα πλαγκτονικά και βενθονικά τρηματοφόρα, ιδίως κατά τη διάρκεια του "μέσου" Ολιγοκαίνου (~ 29-27 Ma). Η στρωματογραφική ακολουθία δείχνει μια από τις πιο εκτεταμένες πτώσεις της στάθμης της θάλασσας του Καινοζωικού που συνέβη στο "μέσο" - Ολιγόκαινο (TA-TB supercycle boundary, Haq et al., 1988). Πρόσφατες χρονοστρωματογραφικές έρευνες έδειξαν ότι αυτή η ασυμφωνία βρίσκεται μεταξύ της κορυφής του Ρουπέλιου και της βάσης του Σάττιου (π.χ. Van Simaey et al., 2005; De Man et al., 2010) και μάλιστα συσχετίζεται με την παγετώδη περίοδο του ανώτερου Ολιγοκαίνου (π.χ. Berggren et al., 2015).

Σύμφωνα με τους Berggren et al., 2015 η ανώτατη εμφάνιση (HO) της *Pseudohastigerina* στο μέσο Ρουπέλιο (Rupel 3) και της *Chiloguembelina* στην κορυφή του Ρουπέλιου (Rupel 4) οδήγησε τον Ritzkowski (1982) να δείξει ότι το όριο κατώτερου / ανώτερου (Ρουπέλιο / Σάττιο) Ολιγοκαίνου θα πρέπει να τοποθετείται στη βιοστρωματογραφική θέση του τελευταίου, και όχι του πρώτου (π.χ. Hardenbol and Berggren, 1978). Αυτή η πρόταση ακολουθήθηκε από τους Berggren et al. (1985) και Berggren et al. (1995). Η εξαφάνιση της *Chiloguembelina cubensis* είναι ένας πιθανός δείκτης για τη βάση του Σάττιου. Ωστόσο η εξαφάνιση της *C. cubensis* ως ένας αξιόπιστος στρωματογραφικός δείκτης έχει αμφισβητηθεί από τους Van

Simaey et al. (2004). Πράγματι, νεότερες εμφανίσεις της *C. cubensis* έχουν αναφερθεί σε τμήματα του Ολιγοκαίνου στους ODP 628 και ODP 803 (Leckie et al., 1993). Πιο πρόσφατα οι Wade et al. (2007, 2011) και Coccioni et al. (2008) επιβεβαίωσαν ότι η μέγιστη κοινή εμφάνιση (HCO: Highest Common Occurrence) της *C. cubensis* είναι ένας ισχυρός βιοστρωματογραφικός δείκτης για το μέσο-Ολιγόκαινο, με εκτιμώμενη ηλικία στα 28,4 Ma (σύμφωνα με τους Cande and Kent, 1995) ή στα 28,0 Ma (σύμφωνα με τους Pälike et al., 2006; Wade et al., 2011).

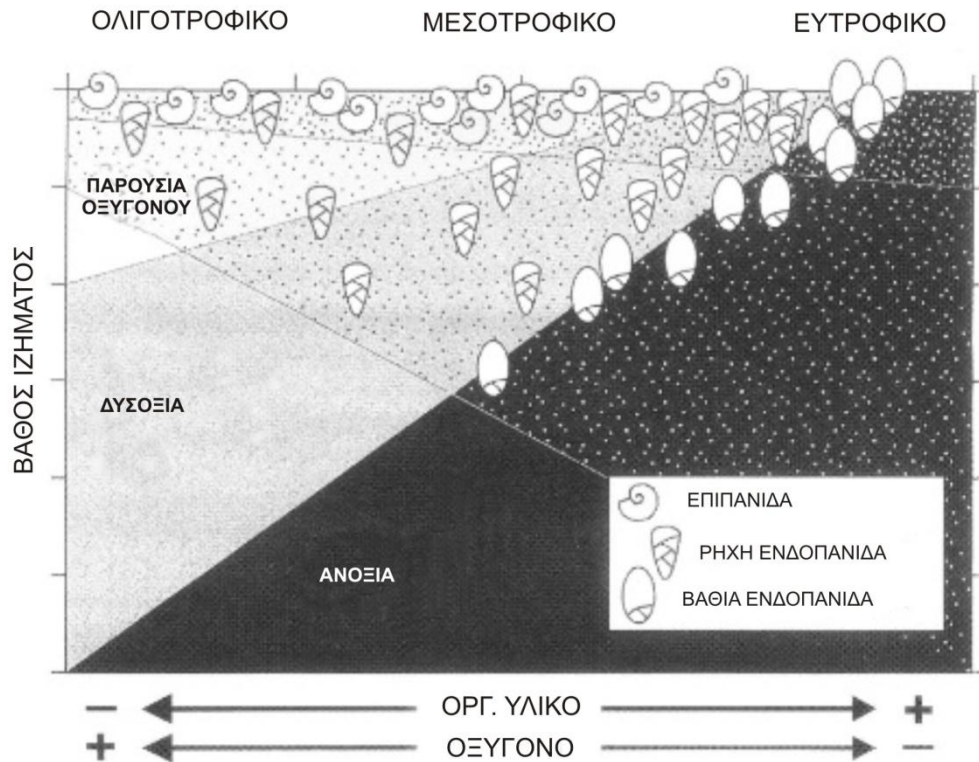
Time (Ma)	Epoch	Stage	Calcareous Nannofossils Biozones Martini (1971)	Nannofossils marker-species	Planktonic Foraminifera Zones Berggren and Pearson (1995)	Planktonic Foraminifera Zones Berggren and Pearson (2005)	Planktonic Foraminifera marker-species	
24	Oligocene	Late Chattian	NP25	<i>S. conicus</i> <i>S. delphix</i> <i>R. bisecta</i>	P22	O7	<i>P. pseudokugleri</i>	
25				<i>S. ciproensis</i>		O6		
26								
27		Early Rupelian	NP24	<i>S. predistentus</i>	P21b	O5	<i>T. opima</i>	
28				<i>S. distentus</i> <i>H. recta</i>	P21a	O4	<i>T. cubensis</i>	
29					P20	O3	<i>C. angulicostulalis</i>	
30	Eocene	Late Priabonian	NP23	<i>C. abisectus</i>	P19	O2	<i>T. ampliapertura</i>	
31				<i>R. hillae</i> <i>R. umbilicus</i>		P18	O1	<i>P. nagewichensis</i>
32							<i>E. formosa</i> <i>I. fusa</i>	P17
33		NP21	<i>C. subdistichus</i>	P16	E15	<i>Globigerinathea index</i>		
34						<i>D. saipanensis</i> <i>D. barbadiensis</i>	P15	E14
35								
36		NP19/20	<i>I. recurvus</i>					
		NP18						

Πίνακας 3.1: Βιοστρωματογραφική και χρονοστρωματογραφική κατανομή των κυριότερων πλαγκτονικών τρηματοφόρων και ναννοαπολιθωμάτων ηλικίας ανώτερου Ηωκαίνου έως ανώτερου Ολιγοκαίνου (τροποποιημένο από Triantaphyllou, 2013; Berggren and Pearson, 1995; 2005).

3.2 Βενθονικά τρηματοφόρα

Ανάλογα με τον τρόπο ζωής τους, τα βενθονικά τρηματοφόρα διακρίνονται σε δύο κατηγορίες: την επιπανίδα (epifauna) και την ενδοπανίδα (infauna) (εικόνα 3.2). Η επιπανίδα διαβιεί στην επιφάνεια του πυθμένα, ενώ η ενδοπανίδα διαβιεί μέσα στο ίζημα. Ο πληθυσμός της επιπανίδας μπορεί να ζήσει είτε μόνιμα προσκολλημένος σε βραχώδες υπόστρωμα ή σε οργανισμό (π.χ. ζώα, φυτά) του πυθμένα (Sturrock and Marrey, 1981), είτε προσωρινά προσκολλημένος (Sturrock and Marrey, 1981; Kitazato, 1981), είτε να είναι ελεύθερος. Τα βενθονικά τρηματοφόρα της ενδοπανίδας έχει καταγραφεί ότι διαβιούν μέχρι 60 cm κάτω από την επιφάνεια του ιζήματος (Goldstein et al., 1995), αλλά στην πλειοψηφία των περιβαλλόντων τα περισσότερα ζουν στα πρώτα λίγα εκατοστά (Murray, 2006). Αυτά τα τρηματοφόρα μπορούν να είναι προσκολλημένα ή ελεύθερα. Οι ελεύθερες μορφές δημιουργούν διάφορες δομές καθώς κινούνται μέσα στο ίζημα (Kitazato, 1994; Gross, 2002).

Το μοντέλο TROX (Trophic Oxygen) (Jorissen et al., 1995), που ακολουθεί (εικόνα 3.2), αναφέρεται στο βάθος στο οποίο διαβιούν τα τρηματοφόρα, με βάση τη διαθεσιμότητα του οξυγόνου και του οργανικού υλικού στο ίζημα. Αναλυτικότερα, σύμφωνα με τους Jorissen et al. (1995), σε олиγοτροφικά περιβάλλοντα, το βάθος στο οποίο διαβιούν τα τρηματοφόρα εξαρτάται από τη διαθεσιμότητα του οργανικού υλικού στο ίζημα. Στα ευτροφικά οικοσυστήματα, υπάρχει ένα κρίσιμο σημείο οξυγόνου (κάτω από αυτό δεν υπάρχει οξυγόνο) το οποίο καθορίζει (για τα περισσότερα είδη) σε τι βάθος ιζήματος μπορούν να επιβιώσουν. Στα μεσοτροφικά περιβάλλοντα, μπορούν να εντοπιστούν τρηματοφόρα και σε ακόμα μεγαλύτερα βάθη, καθώς υπάρχουν είδη τα οποία δεν επηρεάζονται από την απουσία οξυγόνου, αντίθετα μπορούν να επιβιώσουν σε αναερόβιες συνθήκες εκεί όπου όμως είναι διαθέσιμη η οργανική ύλη.



Εικόνα 3.2: Μοντέλο TROX (TROphic OXygen) όπου απεικονίζεται γραφικά η ταξινόμηση των μικροοργανισμών ως προς το βάθος με βάση τη διαθεσιμότητα οξυγόνου και οργανικού υλικού (Jorissen et al., 1995).

Η υψηλή ποικιλότητα και αφθονία στα θαλάσσια ιζήματα, όπως και η ευαισθησία που επιδεικνύουν στις περιβαλλοντικές μεταβολές και διαταραχές τα βενθονικά τρηματοφόρα, τα καθιστούν σημαντικούς δείκτες για τις παλαιοκεανογραφικές / παλαιοκλιματικές ερμηνείες. Η σύνθεση των συναθροίσεων των βενθονικών τρηματοφόρων αλλά και η μορφολογία των ειδών που συμμετέχουν σε αυτές, αποτελούν ενδεικτικά στοιχεία του υποστρώματος, του βάθους της υδάτινης στήλης και της χημείας του θαλάσσιου ύδατος. Επίσης είναι δείκτες της οξείδωσης και της συγκέντρωσης του οργανικού υλικού του πυθμένα και συνεπώς του ρυθμού κυκλοφορίας των υδάτινων μαζών (π.χ. Douglas & Woodruff, 1981; Corliss et al., 1986; Hermelin & Shimmield, 1995; Schmiedl et al., 1998).

Στην εικόνα 3.3 που ακολουθεί, παρουσιάζεται μία ταξινόμηση-ομαδοποίηση των περιβαλλοντικών συνθηκών που σχετίζονται με τα βενθονικά τρηματοφόρα σύμφωνα με δεδομένα από σύγχρονα περιβάλλοντα, καθώς και η σημασία αυτών, σύμφωνα με διάφορους συγγραφείς. Όπως φαίνεται, υπάρχουν ποικίλες ερμηνείες των δεδομένων σχετικά με την ακριβή έννοια των όρων δυσοξία (dysoxic) και υποξία (suboxic), που έχουν χρησιμοποιηθεί για περιβάλλοντα με εντελώς διαφορετικές συγκεντρώσεις

οξυγόνου (Jorissen et al., 2007). Ο πολύ ακριβής όρος ανοξία (α «στερητικό» = χωρίς) μερικές φορές χρησιμοποιείται για περιβάλλοντα όπου οι συγκεντρώσεις οξυγόνου είναι κάτω από το υπαρκτό όριο, ενώ άλλοι συγγραφείς τον χρησιμοποιούν για συγκεντρώσεις κάτω από 1 ml/l (Jorissen et al., 2007).

	Tyson and Pearson, 1991	Bernhard and Sen Gupta, 1999	Kaiho, 1994
8 ml/l	Oxic	Oxic	High oxic
			3 ml/l
2 ml/l	Dysoxic	1 ml/l	Low oxic
			1.5 ml/l
		Dysoxic	Suboxic
			0.3 ml/l
0.2 ml/l	Suboxic		Dysoxic
		Microoxic	
0 ml/l	Anoxic	Anoxic/Postoxic	Anoxic
0 ml/l			

Εικόνα 3.3: Ταξινόμηση των περιβαλλόντων με βάση τις συγκεντρώσεις οξυγόνου, από Jorissen et al. (2007).

Τα βενθονικά τρηματοφόρα, όπως έχει ήδη αναφερθεί, ανεξαρτήτου του περιβάλλοντος και του βάθους της υδάτινης στήλης στο οποίο ζουν, αποτελούν μια σημαντική πηγή πληροφοριών για τις περιβαλλοντικές συνθήκες του πυθμένα, όπως είναι η παραγωγικότητα και η οξυγόνωση (π.χ. Jorissen et al., 2007). Παράλληλα, μπορούν να είναι χρήσιμοι δείκτες παλαιοβάθους (π.χ. Natland, 1933; Bandy, 1960), και έχουν χρησιμοποιηθεί για την αξιολόγηση διαφόρων παλαιοπεριβαλλοντικών παραμέτρων. Δυστυχώς οι μελέτες για τα βενθονικά τρηματοφόρα του Ολιγοκαίνου από τη λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου είναι σπάνιες, παρά τη γεωλογική σημασία αυτής της περιοχής λόγω παλαιογεωγραφικών παραμέτρων (π.χ. Barbieri, 1992; Drinia, 2009). Ωστόσο, έχουν γίνει αρκετές έρευνες που έχουν ως στόχο τη μελέτη των βενθονικών τρηματοφόρων κατά τη διάρκεια του Ολιγοκαίνου στην περιοχή του Ατλαντικού Ωκεανού (Katz et al., 2003), του Ινδικού Ωκεανού (Nomura, 1995), του Ειρηνικού Ωκεανού (Takata & Nomura, 2005) και της Θάλασσα (Weddell) Γουέντελ (Thomas, 1992). Οι Fenner et al. (2013) μελέτησαν την περιοχή Zarabanda της νότιας Ισπανίας ούτως ώστε να δώσουν κάποιες παραπάνω

πληροφορίες σχετικά με την οικολογία των βενθονικών τρηματοφόρων κυρίως στο ανώτερο Ολιγόκαινο αλλά και για να εμπλουτίσουν τα φτωχά δεδομένα που αφορούν το δυτικό τμήμα της Τηθύος.

Τα τρηματοφόρα βαθέων υδάτων ηλικίας Ολιγοκαίνου έχουν θεωρηθεί ως η «Μεταβατική πανίδα» μεταξύ της «πανίδας του Παλαιογενούς» και της «Σύγχρονης πανίδας» (π.χ., Miller et al., 1992; Thomas, 1992, 2007). Πιστεύεται ότι η σταδιακή εξέλιξη της πανίδας συνέβη από το ανώτερο Ηώκαινο μέχρι το κατώτερο Ολιγόκαινο με την παγκόσμια ψύξη (Miller et al., 1992; Thomas, 1992, 2007). Οι Thomas & Gooday (1996) επεσήμαναν ότι ο αριθμός των ειδών των βενθονικών τρηματοφόρων των βαθέων υδάτων μεταξύ περιοχών υψηλού γεωγραφικού πλάτους και τροπικών περιοχών αυξήθηκε μετά τη μετάβαση από το Ηώκαινο στο Ολιγόκαινο. Επίσης, υποστήριξαν ότι η αφθονία των ειδών των βενθονικών τρηματοφόρων μειώθηκε στις περιοχές υψηλού γεωγραφικού πλάτους, μετά το όριο Ηώκαινου-Ολιγοκαίνου, αλλά μια τέτοια σημαντική μείωση δεν παρατηρήθηκε στην τροπική περιοχή. Σε γενικές γραμμές, τα τρηματοφόρα βαθέων υδάτων κυρίως επηρεάζονται από την προσφορά οργανικού υλικού και από τις ιδιότητες των βαθέων υδάτων (π.χ. Loubere, 1991; Schmiedl et al., 1997; Gooday, 2003; Jorissen et al., 2007). Οι Thomas & Gooday (1996) πρότειναν ότι η εποχιακή αύξηση της τροφής-οργανικού υλικού συνδέεται άμεσα με τη διαβάθμιση των βενθονικών τρηματοφόρων βαθέων υδάτων σε περιοχές με υψηλά γεωγραφικά πλάτη και στις τροπικές περιοχές. Η υψηλή πρωτογενής παραγωγικότητα εντοπίστηκε και στις τροπικές περιοχές κατά τη διάρκεια του κατώτερου Ολιγοκαίνου (Coxall & Wilson, 2011). Έτσι, οι αλλαγές στις τροφικές συνθήκες φαίνεται να δίνουν σημαντικές πληροφορίες για την κατανόηση της σταδιακής εξέλιξης της πανίδας γύρω από το όριο Ηώκαινο-Ολιγόκαινο (Thomas, 2007). Μια σειρά από μελέτες (Streeter, 1973; Schnitker, 1974; Lohmann, 1978) έχουν δείξει ότι η κατανομή των σύγχρονων βενθονικών τρηματοφόρων βαθέων υδάτων μπορεί να σχετίζονται με τις υδάτινες μάζες. Αυτός ο συσχετισμός αποτυπώνεται στα τρηματοφόρα και λειτουργεί ως αρχείο για τα απολιθώματα ούτως ώστε να εξηγηθούν οι αλλαγές των υδάτινων μαζών αλλά και της κυκλοφορίας των υδάτων τόσο στο Τεταρτογενές (Streeter, 1973; Schnitker, 1974; Lohmann, 1978; Corliss, 1979) όσο και στο Τριτογενές (Schnitker, 1979; Tjalsma & Lohmann, 1983; Douglas & Woodruff, 1981; Gupta & Thomas, 2003).

3.3 Ασβεστολιθικό ναννοπλαγκτόν

Τα κοκκολιθοφόρα αποτελούν μία σημαντική ομάδα θαλάσσιου φυτοπλαγκτού και παίζουν βασικό ρόλο στα θαλάσσια οικοσυστήματα καθώς χαρακτηρίζονται ως κύριοι παραγωγοί. Είναι μονοκύτταροι φωτοσυνθετικοί οργανισμοί οι οποίοι φέρουν μαστίγια. Κατά τη διάρκεια του κύκλου ζωής τους παράγουν σκελετικές πλάκες που ονομάζονται κοκκόλιθοι. Τα ασβεστολιθικά ναννοαπολιθώματα είναι τα ανθρακικά υπολείμματα των κοκκολιθοφόρων φυτικής προέλευσης, μονοκύτταρων φυκών, οι διαστάσεις των οποίων δεν ξεπερνούν τα 65μm. Είναι πλαγκτονικοί μικροοργανισμοί οι οποίοι ζουν στην ευφωτική ζώνη της υδάτινης στήλης, καθώς πρόκειται για φωτοσυνθετικούς οργανισμούς, πολύ ευαίσθητοι σε παράγοντες που επηρεάζουν το φυσικό τους περιβάλλον, όπως: η θερμοκρασία, η αλμυρότητα, ο χημισμός του νερού και η παρουσία τροφικών συστατικών. Τα ασβεστολιθικά ναννοαπολιθώματα παίζουν πολύ σημαντικό ρόλο στο πεδίο της σχετικής χρονολόγησης των ιζηματογενών ακολουθιών και των συσχετισμών βάσει βιοστρωματογραφίας. Οι λόγοι που τα καθιστούν άριστους βιοστρωματογραφικούς δείκτες είναι ο θαλάσσιος χαρακτήρας τους, η ταχεία τους διάχυση σε παγκόσμιο επίπεδο, η ευρεία διαφοροποίησή τους και το μικρό στρωματογραφικό εύρος ορισμένων γενών και ειδών. Οι οργανισμοί αυτοί έχουν επιπλέον αποδειχθεί εξαιρετικά χρήσιμοι για την ανάλυση της παλαιοοικολογίας, του παλαιοπεριβάλλοντος και του παλαιοκλίματος μιας περιοχής μελέτης.

Τα κοκκολιθοφόρα είναι άφθονα σε όλους τους ωκεανούς σήμερα, και μπορεί να βρεθούν από τροπικά σε υπο-αρκτικά ύδατα, ακόμη και όταν η θερμοκρασία του νερού πέσει κάτω από τους 0° C. Η ζωή των κοκκολιθοφόρων σχετίζεται με την ευφωτική ζώνη, ενώ η μέγιστη αφθονία τους καταγράφεται στα 50m βάθος (Tappan, 1980). Το ασβεστολιθικό ναννοπλαγκτόν, καθώς αποτελεί σημαντική ομάδα των πλαγκτονικών οργανισμών, αντανakλά υψηλές περιβαλλοντικές αλλαγές στην υδάτινη στήλη, όπως οι διακυμάνσεις του φωτός, της αλατότητας, της θερμοκρασίας, του επιπέδου της θάλασσας, της παραγωγικότητας των ωκεανών, των θρεπτικών συστατικών και της ρύπανσης των υδάτων (π.χ. Melinte, 2003).

Τα κοκκολιθοφόρα παίζουν καθοριστικό ρόλο στον κύκλο του άνθρακα: ο σχηματισμός του CaCO_3 , που προκύπτει από τα στάδια ασβεστοποίησης κατά τη διάρκεια της ζωής του θαλάσσιου φυτοπλαγκτού, και η απομάκρυνσή του από την

επιφάνεια του νερού οδήγησε σε αξιοσημείωτες συνέπειες για την ροή του ανόργανου άνθρακα στον ωκεανό (Rost & Riebesell, 2004). Η εναπόθεση του ασβεστίου στα κοκκολιθοφόρα φαίνεται να σχετίζεται σε μεγάλο βαθμό με τις διαδικασίες της φωτοσύνθεσης, καθώς τα περισσότερα είδη έπαψαν να αναπτύσσονται, αλλά και η παραγωγή των κοκκόλιθων είναι μειωμένη ή ακόμη και αναστέλλεται από την χαμηλότερη ένταση του φωτός (Young, 1994). Επίσης, το ασβεστολιθικό ναννοπλαγκτόν παρουσιάζει ιδιαίτερη ευαισθησία στις διακυμάνσεις της αλατότητας, όπως και οι περισσότερες ομάδες των θαλάσσιων οργανισμών. Εκτός αυτού, αν και τυπικά θαλάσσια είδη, μερικά κοκκολιθοφόρα ζουν σε υφάλμυρα νερά, ακόμη και σε χαμηλότερης αλατότητας ύδατα. Σήμερα, το ασβεστολιθικό ναννοπλαγκτόν δείχνει σαφή γεωγραφική εξάπλωση, που σχετίζεται με την ανοχή του σε διαφορετικές θερμοκρασίες. Μερικά είδη βρίσκονται συνήθως σε χαμηλά προς μεσαία γεωγραφικά πλάτη, ενώ άλλα περιορίζονται κυρίως σε υψηλά γεωγραφικά πλάτη (Melinte, 2003).

Η πρώτη εμφάνιση του ασβεστολιθικού ναννοπλαγκτού στο γεωλογικό χρόνο τοποθετείται στο ανώτερο Τριαδικό (Κάρνιο) στα θαλάσσια ιζήματα των Νότιων Άλπεων, στην Ιταλία, σε ένα διάστημα που περιείχε το πολύ πέντε είδη ναννοαπολιθωμάτων (Bown, 1998). Ωστόσο σποραδική εμφάνιση αυτής της ομάδας του φυτοπλαγκτού παρατηρείται ήδη από το Ιουρασικό. Σχεδόν 60 είδη είναι γνωστά από το όριο Ιουρασικού / Κρητιδικού. Η μέγιστη ποικιλότητα του ασβεστολιθικού ναννοπλαγκτού επιτεύχθηκε στο ανώτερο Κρητιδικό (Perch-Nielsen, 1985), όπου έχουν καταγραφεί στο σύνολο των ναννοαπολιθωμάτων μέχρι και 150 διαφορετικά είδη. Όπως όλοι οι πλαγκτονικοί οργανισμοί έτσι και το ασβεστολιθικό ναννοπλαγκτόν επηρεάστηκε έντονα από το καταστροφικό επεισόδιο που συνέβη 65 εκατομμύρια χρόνια πριν, στο όριο μεταξύ Κρητιδικού και Τριτογενούς, το οποίο είχε σαν αποτέλεσμα τη μαζική εξαφάνισή τους σε ποσοστό που ξεπέρασε το 90% (π.χ. Melinte, 2003). Η κλιματική αναθέρμανση που συνέβη κατά το ανώτερο Ηώκαινο, οδήγησε σε νέα αύξησης των ειδών των κοκκόλιθων (περίπου 60-70 είδη κατά τη διάρκεια του ορίου Παλαιοκαίνου/Ηώκαινου; Perch-Nielsen, 1985), η οποία ήταν συγκρίσιμη με αυτή που συνέβη κατά τη διάρκεια του ορίου Ιουρασικού/Κρητιδικού. Ένα σημαντικό κλιματικό γεγονός κατά τη διάρκεια του Ηώκαινου αύξησε τον αριθμό των ειδών (περίπου 120 είδη), ενώ αντίθετα, ως συνέπεια της κλιματικής επιδείνωσης (πτώση της θερμοκρασίας) κατά τη διάρκεια του κατώτερου Ολιγοκαίνου (Aubry, 1992), οδήγησε σε μία εκ νέου μείωση της ποικιλότητας των

κοκκολιθοφόρων (στα 45 είδη περίπου). Κατά τη διάρκεια του κατώτερου Μειοκαίνου παρατηρείται μία ποσοτική αύξηση η οποία στη συνέχεια ακολουθείται από πτώση κατά το μέσο-ανώτερο Μειόκαινο. Από το Τεταρτογενές και μέχρι σήμερα η ποικιλότητα των κοκκολιθοφόρων παρουσιάζεται με μία συνεχή πτώση (Melinte, 2003).

4. Το όριο Ηωκαίνου / Ολιγοκαίνου στη Μεσόγειο

Το μέσο Ηώκαινο - κατώτερο Ολιγόκαινο είναι ένα από τα πιο κρίσιμα διαστήματα της εποχής του Καινοζωικού, καθώς αποτελεί τη χρονική μετάβαση από το θερμό κλίμα του ανώτερου Κρητιδικού στο ψυχρό κλίμα του Νεογενούς. Κατά τη διάρκεια της δεκαετίας του 1980, η όχι τόσο καλά -όπως σήμερα- ανεπτυγμένη ανάλυση της στρωματογραφίας οδήγησε τους ερευνητές στο να παραβλέψουν το σύνθετο χαρακτήρα αυτής της παγκόσμιας μετάβασης και να το συμπυκνώσουν σε ένα μεγάλο, ενιαίο δραματικό γεγονός που συνέβη κοντά στο όριο Ηωκαίνου / Ολιγοκαίνου (π.χ. Benson 1975; Wolfe, 1978; Van Couvering et al., 1981; Raup and Sepkoski, 1982). Μεταγενέστερες μελέτες (π.χ. Berggren and Prothero, 1992; Prothero, 1994) έδειξαν ότι η χρονική μετάβαση του Ηωκαίνου / Ολιγοκαίνου στην πραγματικότητα επηρεάστηκε τόσο από αρκετές κλιματικές και ωκεανογραφικές αλλαγές όσο και από την αναδιοργάνωση των τεκτονικών πλακών στο πλαίσιο μιας σταδιακής παγκόσμιας τάσης ψύξης κατά τη διάρκεια του μέσου Ηωκαίνου - κατώτερου Ολιγοκαίνου (Dall'Antonia et al., 2002).

Σύμφωνα με τους Dall'Antonia et al. (2002), πολυάριθμες έρευνες που έχουν σχέση με τη θαλάσσια γεωλογία, τα σταθερά ισότοπα στα πλαίσια της στρωματογραφίας, την ανάλυση των θαλάσσιων και χερσαίων ζώντων οργανισμών, έχουν οδηγήσει σε μεταβολές του χρονικού πλαισίου του ανώτερου Ηωκαίνου – κατώτερου Ολιγοκαίνου τα τελευταία 30 χρόνια (π.χ. Berggren and Prothero, 1992). Τα ισότοπα οξυγόνου εμφανίζουν θετικές τιμές κοντά στο όριο μέσου / ανώτερου Ηωκαίνου και ειδικά κοντά στο κατώτερο Ολιγόκαινο (π.χ. Shackleton and Kennet, 1975; Aubreu and Anderson, 1998; Zachos et al., 2001). Ωστόσο η σημασία αυτών των τιμών οι οποίες σχετίζονται με αλλαγές της θερμοκρασίας, ακόμα είναι υπό έρευνα. Πολλοί επιστήμονες έχουν ασχοληθεί με τις μεταβολές των θαλάσσιων μικροαπολιθωμάτων, και ιδιαιτέρως με αυτές των βενθονικών τρηματοφόρων στα πιο βαθιά ύδατα (π.χ. Miller et al., 1985; Thomas, 1992) καθώς και με το ασβεστολιθικό ναννοπλαγκτόν (π.χ. Aubry, 1992; Molina et al., 1993). Η εξέλιξη αυτών των ομάδων χαρακτηρίζεται από σταδιακές αλλαγές κατά τη διάρκεια του μέσου Ηωκαίνου έως και το κατώτερο Ολιγόκαινο, ενώ συνεχίζουν οι έρευνες για τα εξελικτικά πρότυπα που αφορούν στις αλλαγές της πρωτογενούς θαλάσσιας παραγωγικότητας, της θερμοκρασίας του νερού και της στρωμάτωσης της υδάτινης στήλης.

Το τέλος του Ηωκαίνου σηματοδοτείται από τη βιοζώνη E16 [*Hantkenina alabamensis* Highest occurrence Zone (Berggren & Pearson, 2005)] (εικ. 4.1). Το

βιοστρωματογραφικό διάστημα αυτής της βιοζώνης οριοθετείται από τη HO (High Occurrence) των *Globigerinatheka index* και τη HO της *Hantkenina alabamensis*. Το όριο Ηωκαίνου/Ολιγοκαίνου χαρακτηρίζεται κυρίως από τη εξαφάνιση των πλαγκτονικών τρηματοφόρων *H. alabamensis* και *T. cerroazulensis*. Το κατώτερο Ολιγόκαινο σηματοδοτείται από τη βιοζώνη O1 [*Pseudohastigerina naguewichiensis* Highest-occurrence Zone (Berggren & Pearson, 2005)]. Το βιοστρωματογραφικό διάστημα αυτής της βιοζώνης οριοθετείται από τη HO της *Hantkenina alabamensis* και τη HO της *Pseudohastigerina naguewichiensis*. Το όριο Ηωκαίνου/Ολιγοκαίνου επίσης προσδιορίζεται από τα ναννοαπολιθώματα και συγκεκριμένα χαρακτηρίζεται από την εμφάνιση του είδους *I. fusa*.

TIME (Ma)	CHRONOS	POLARITY	EPOCH	AGE	PLANKTONIC FORAMINIFERA			
					Berggren and others (1995)		Berggren and Pearson (2005)	
29	C10n 1r n 2n		OLIGOCENE EARLY	RUPELIAN	P21	a	O4	<i>G. angulissuturalis</i> / <i>C. cubensis</i> CRSZ
	C10r				P20		O3	<i>G. sellii</i> PRZ
30	C11n 1r n 2n				P19		O2	<i>T. ampliapertura</i> IZ
	C11r				P18		O1	<i>P. naguewichiensis</i> HOZ
31	C12n				P17		E16	<i>H. alabamensis</i> HOZ
32	C12r				P16		E15	<i>G. index</i> HOZ
33	C13n		EOCENE LATE	PRIABONIAN	P15		E14	<i>G. semiinvoluta</i> HOZ
34	C13r				P14			
35	C15n				P13			
	C15r				P12			
36	C16n 1r n 2n				P11			
	C16r				P10			
37	C17n 1n				P9			

Εικόνα 4.1: Μαγνητοβιοχρονολογική κλίμακα του ορίου Ηωκαίνου/Ολιγοκαίνου (Berggren et al., 1995).

5. Υλικό και μέθοδοι ανάλυσης

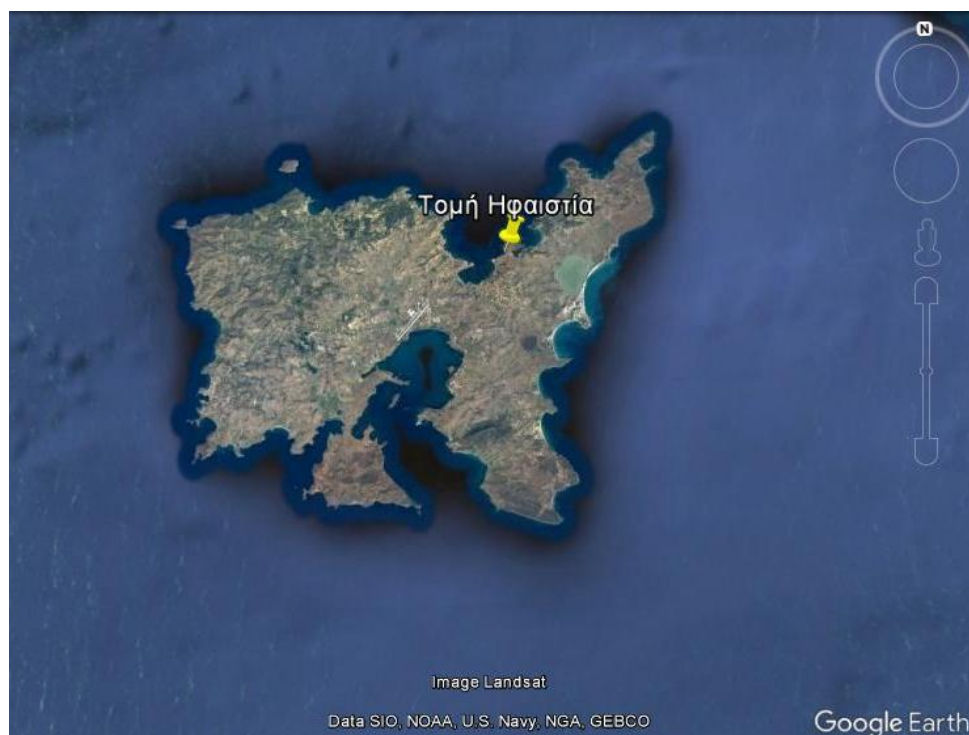
5.1 Υλικό μελέτης

Η περιοχή μελέτης (Λήμνος) βρίσκεται στη βορειοανατολική περιοχή της Μεσογείου, και πιο συγκεκριμένα στο βορειοανατολικό Αιγαίο πέλαγος. Από την περιοχή μελέτης συλλέχθηκαν συνολικά 282 δείγματα προερχόμενα από Ηωκαινικές - Ολιγοκαινικές αποθέσεις της Λήμνου κατά τη διάρκεια της εργασίας μου στο ύπαιθρο το καλοκαίρι του 2013 υπό την καθοδήγηση του Doctor A. Μαραβέλη. Η δειγματοληψία των γεωλογικών τομών που ερευνήθηκαν στην ύπαιθρο έγινε στο πλαίσιο των ιζηματογενών φάσεων που εμφανίζονται στην περιοχή σύμφωνα με Maravelis et al. (π.χ. 2012), με σκοπό τη διεξοδική μικροπαλαιοντολογική και παλαιοπεριβαλλοντική μελέτη των ήδη καθορισμένων ιζηματογενών φάσεων που χαρακτηρίζουν τις Ηωκαινικές-Ολιγοκαινικές αποθέσεις της νήσου Λήμνου. Στην τομή Καμίνια (περιοχή Καμίνια [γ. πλάτος $39^{\circ}51'36.34''\text{B}$, γ. μήκος $25^{\circ}19'48.78''\text{A}$], φάση ηφαλοκρηπίδας/shelf facies) πάχους περίπου 100m η δειγματοληψία έγινε με βήμα ~1.3m και λήφθηκαν συνολικά 78 δείγματα. Στην τομή Κάσπακα (περιοχή Κάσπακα [γ. πλάτος $39^{\circ}52'49.24''\text{B}$, γ. μήκος $25^{\circ}4'50.23''\text{A}$], φάση κατωφέρειας/slope facies) πάχους 50m η δειγματοληψία έγινε ανά ~1m και λήφθηκαν συνολικά 45 δείγματα, ενώ στην τομή Παναγιά (περιοχή Παναγιά [γ. πλάτος $39^{\circ}59'12.08''\text{B}$, γ. μήκος $25^{\circ}23'58.15''\text{A}$], φάση καναλιών/channel fill facies, εσωτερικού ριπιδίου/inner fan) πάχους 30m η δειγματοληψία έγινε ανά ~0.5m και λήφθηκαν συνολικά 63 δείγματα. Τέλος, στην τομή Ηφαιστία (περιοχή Ηφαιστία [γ. πλάτος $39^{\circ}57'37.11''\text{B}$, γ. μήκος $25^{\circ}18'57.64''\text{A}$], φάση λοβών/lobe facies, εξωτερικού ριπιδίου/outer fan) συνολικού πάχους 85m η δειγματοληψία έγινε ανά 0.6m στα πρώτα 50m, ενώ στα υπόλοιπα 35m της τομής η δειγματοληψία έγινε ανά ~1.8m, και λήφθηκαν συνολικά 96 δείγματα.

5.1.1 Τομή Ηφαιστία – Μακροσκοπική/λιθολογική περιγραφή

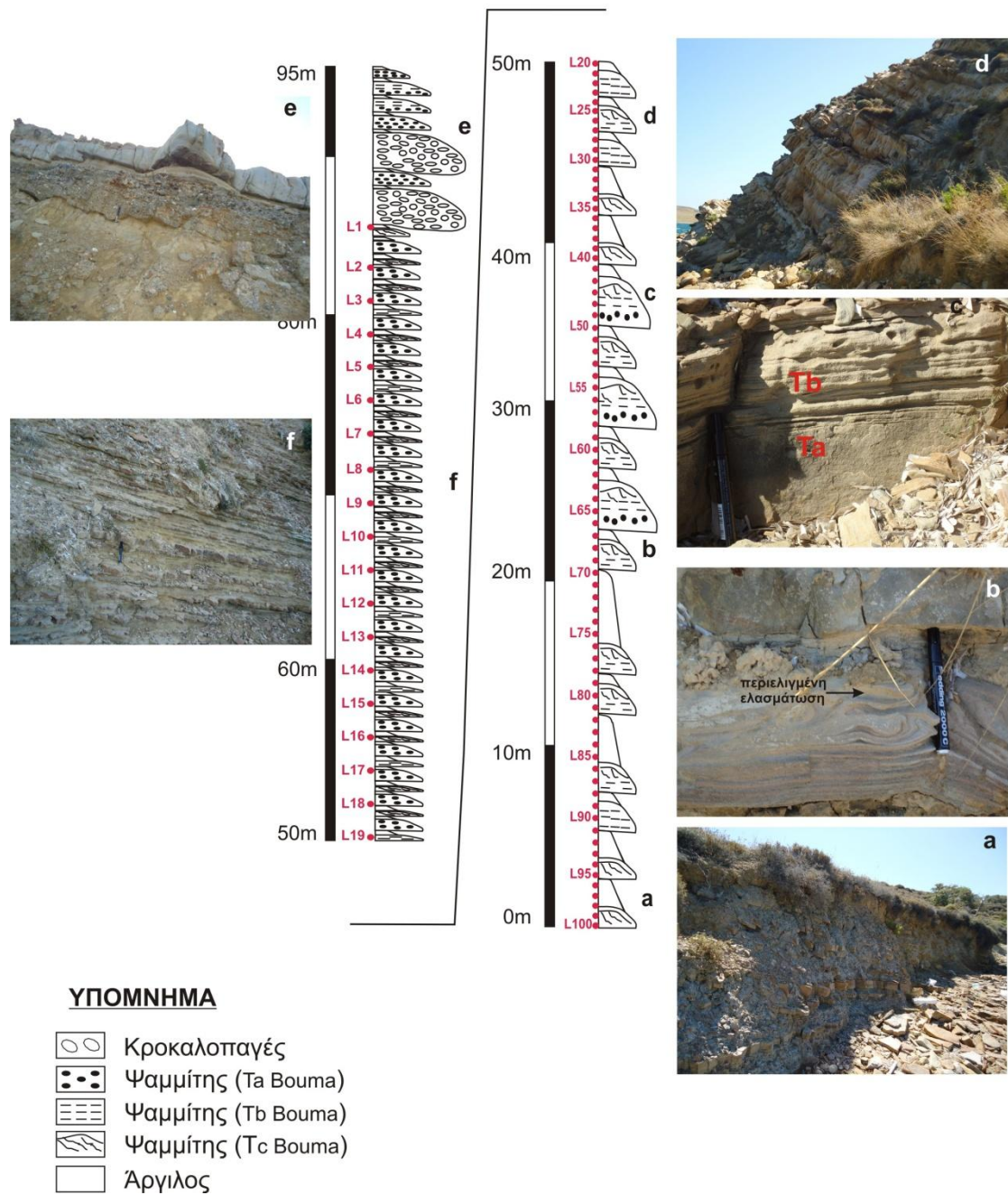
Η ακολουθία αυτή αποτελεί φάση λοβών (π.χ. Maravelis et al., 2012; 2016). Το κατώτερο μέρος της τομής (χάρτης 5.1; εικ. 5.1) έχει πάχος 50 m και αποτελείται από εναλλαγές ψαμμιτικών και αργιλικών στρωμάτων. Οι ψαμμίτες εμφανίζονται με ανοιχτό καφέ έως ανοιχτό πράσινο χρωματισμό, και είναι πολύ λεπτοστρωματώδεις έως παχυστρωματώδεις και διακόπτονται συχνά από ενδιαστρώσεις λεπτόκοκκου έως πολύ λεπτόκοκκου αργίλου. Τα ψαμμιτικά στρώματα περιέχουν παράλληλη και διασταυρούμενη ελασμάτωση ανάλογη με τις υποδιαίρεσεις Tb και Tc της

ακολουθίας Bouma, μερικές φορές παρατηρούνται και ψαμμιτικά στρώματα με κανονική διαβάθμιση (Bouma Ta) καθώς και με περιελιγμένη ελασμάτωση (convolute lamination). Τα αργιλικά στρώματα έχουν καφέ χρώμα και συνήθως στερούνται εσωτερικής δομής, αν και περιστασιακά κάποια στρώματα εμφανίζονται με παρενστρώσεις πηλού. Τα ανώτερα 35 m (μεσαίο τμήμα της τομής) αποτελούνται από πολύ λεπτοστρωματώδη έως παχυστρωματώδη ψαμμιτικά στρώματα με εναλλαγές αργιλικών στρωμάτων. Αυτό το τμήμα της τομής έχει την ίδια ιζηματολογική δομή με το κατώτερο τμήμα της τομής του Κάσπακα (βλ. Τομή Κάσπακα). Το ανώτατο τμήμα της τομής είναι 10 m και αποτελείται από εναλλαγές πολύ λεπτοστρωματώδους έως παχυστρωματώδους στρώματος καφέ έως πράσινου ψαμμίτη και κροκαλοπαγούς με αργιλικά στρώματα. Τα στρώματα του ψαμμίτη ως επί το πλείστον εμφανίζονται και εδώ με παράλληλη και διασταυρούμενη ελασμάτωση (Bouma Tb και Tc), ενώ τα πιο παχυστρωματώδη τμήματα αυτών είναι συνήθως χωρίς δομή αν και υπάρχουν κάποια από αυτά με κανονική ταξινόμηση. Τα στρώματα των κροκαλοπαγών εμφανίζονται χωρίς ιδιαίτερη δομή με σπάνια έως κανονική διαβάθμιση. Ωστόσο αξίζει να σημειωθεί ότι τα παραπάνω στρώματα παρουσιάζουν έντονες διαβρωσιγενείς βάσεις με τα υποκείμενα αργιλικά στρώματα. Τα αργιλικά στρώματα συνήθως στερούνται εσωτερικής δομής.



Χάρτης 5.1: Γεωγραφική θέση της τομής Ηφαιστία (γ. πλάτος $39^{\circ}57'37.11''\text{B}$, γ. μήκος $25^{\circ}18'57.64''\text{A}$).

Τομή Ηφαιστία



Εικόνα 5.1: Στρωματογραφική στήλη της τομής Ηφαιστία.

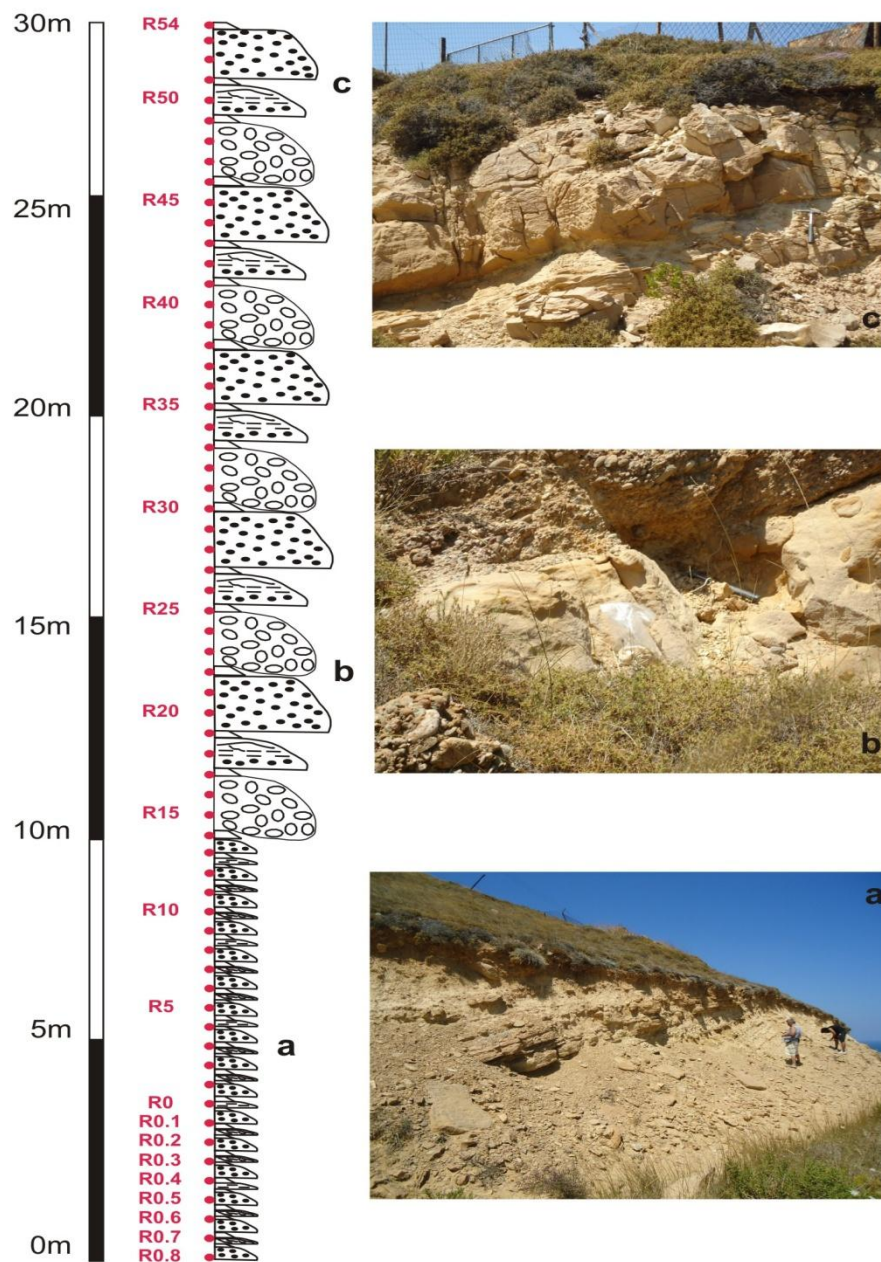
5.1.2 Τομή Παναγιά – Μακροσκοπική/λιθολογική περιγραφή

Οι αποθέσεις της τομής Παναγιά αντιπροσωπεύουν φάση καναλιών (π.χ. Maravelis et al., 2012; 2016). Το ανώτερο τμήμα της τομής (χάρτης 5.2; εικ. 5.2) είναι 20 m και αποτελείται από 5 κύκλους ιζηματογένεσης. Οι κύκλοι αυτοί εξελίσσονται από πολύ λεπτά σε πολύ παχιά στρώματα ψαμμίτη και κροκαλοπαγούς με αργλικές ενδιαστρώσεις. Το χρώμα του ψαμμίτη είναι καφέ ανοιχτό έως πράσινο ανοιχτό, με τα λεπτά στρώματα αυτών να εμφανίζουν ως επί το πλείστον παράλληλη και/ή διασταυρούμενη ελασμάτωση (Bouma Tb και Tc) και τα παχιά στρώματα να είναι συνήθως χωρίς δομή, παρά το γεγονός ότι υπάρχουν και κάποια παχύτερα στρώματα με κανονική ταξινόμηση. Τα στρώματα του κροκαλοπαγούς εμφανίζονται χωρίς δομή ενώ σπάνια παρατηρούνται και στρώματα με κανονική διαβάθμιση. Τα αργλικά στρώματα είναι καφετί και συνήθως δεν έχουν εσωτερική δομή. Το κατώτερο τμήμα της τομής είναι 10 m και αποτελείται από πολύ λεπτοστρωματώδη έως παχυστρωματώδη ψαμμιτικά στρώματα τα οποία διακόπτονται συχνά από αργλικά στρώματα. Τόσο τα ψαμμιτικά όσο και τα αργλικά στρώματα έχουν την ίδια εμφάνιση με αυτά του ανώτερου τμήματος της τομής.



Χάρτης 5.2: Γεωγραφική θέση της τομής Παναγιά (γ. πλάτος 39°59'12.08"B, γ. μήκος 25°23'58.15"A).

Τομή Παναγιά



ΥΠΟΜΝΗΜΑ

- Κροκαλοπαγές
- Ψαμμίτης (Ta Bouma)
- Ψαμμίτης (Tb Bouma)
- Ψαμμίτης (Tc Bouma)
- Άργιλος

Εικόνα 5.2: Στρωματογραφική στήλη της τομής Παναγιά.

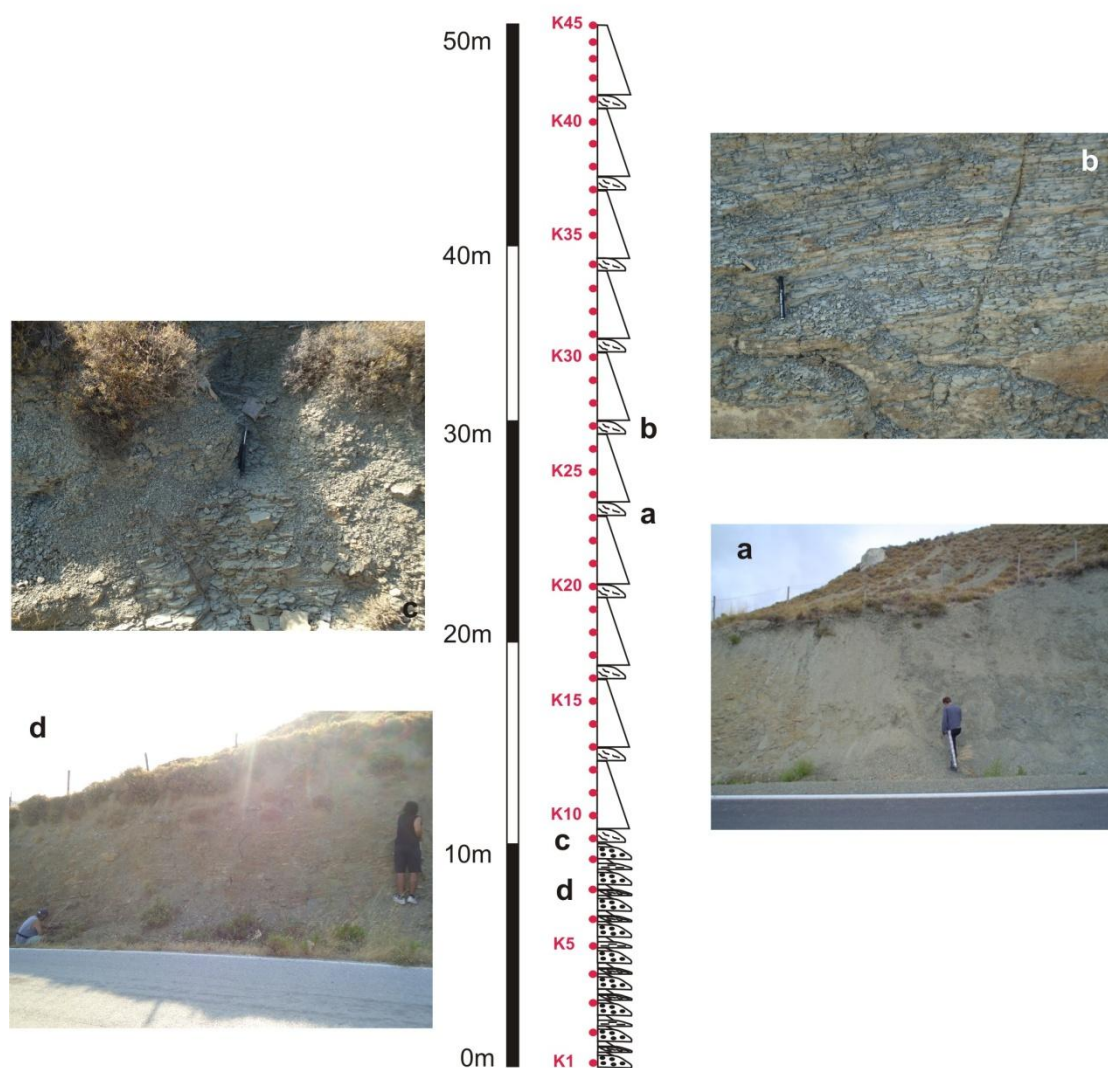
5.1.3 Τομή Κάσπακα – Μακροσκοπική/λιθολογική περιγραφή

Η ακολουθία αυτή αποτελεί φάση κατωφέρειας (π.χ. Maravelis et al., 2012; 2016). Το ανώτερο τμήμα της τομής (χάρτης 5.3; εικ. 5.3) είναι 40 m και χαρακτηρίζεται από αργιλικά στρώματα τα οποία σπάνια διακόπτονται από ψαμμιτικά στρώματα. Τα αργιλικά στρώματα είναι χρώματος καφέ και συνήθως δεν έχουν εσωτερική δομή, ενώ τα ψαμμιτικά στρώματα είναι χρώματος καφέ ανοιχτό έως πράσινο ανοιχτό με διασταυρούμενη ελασμάτωση (Bouma Tc). Το κατώτερο τμήμα της τομής είναι 10 m και αποτελείται από πολύ λεπτοστρωματώδη έως παχυστρωματώδη ψαμμιτικά στρώματα και διακόπτονται συχνά από αργιλικά στρώματα, τα οποία έχουν την ίδια εμφάνιση με αυτά των ανωτέρων 40 m. Το χρώμα των ψαμμιτικών στρωμάτων είναι το ίδιο με τα ανωτέρω, σε αντίθεση με τη δομή τους όπου εμφανίζονται με παράλληλη ή/και διασταυρούμενη ελασμάτωση (Bouma Tb και Tc), ενώ τα παχύτερα στρώματα αυτών είναι συνήθως χωρίς δομή, παρά το γεγονός ότι υπάρχουν και στρώματα μεγάλου πάχους με κανονική ταξινόμηση.



Χάρτης 5.3: Γεωγραφική θέση της τομής Κάσπακα (γ. πλάτος $39^{\circ}52'49.24''\text{B}$, γ. μήκος $25^{\circ}4'50.23''\text{A}$).

Τομή Κάσπακα



LEGEND

-  Sandstone (structureless; Ta Bouma sequence)
-  Sandstone (parallel lamination; Tb Bouma sequence)
-  Sandstone (ripple cross-lamination; Tc Bouma sequence)
-  Mudstone

Εικόνα 5.3: Στρωματογραφική στήλη της τομής Κάσπακα.

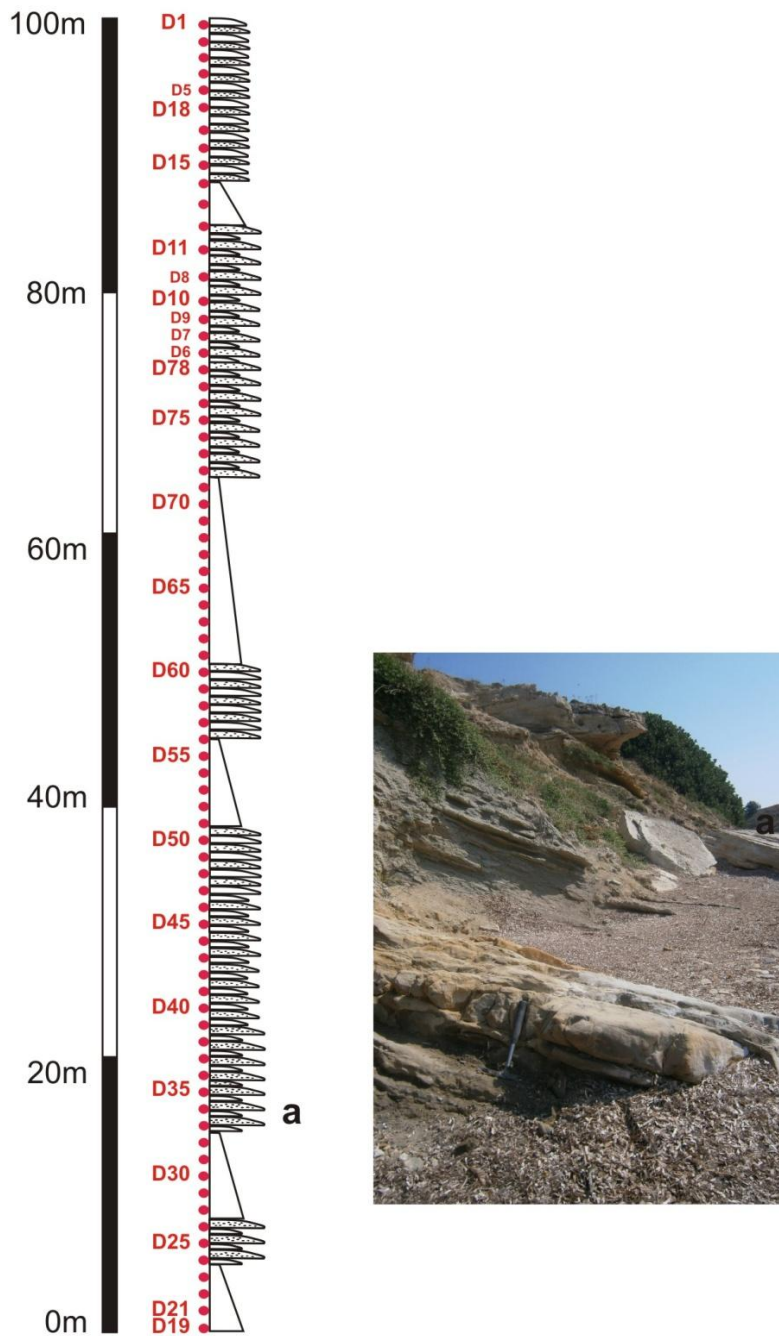
5.1.4 Τομή Καμίνια – Μακροσκοπική/λιθολογική περιγραφή

Η τομή Καμίνια (χάρτης 5.4; εικ. 5.4) είναι περίπου 100 m και αποτελείται από ρηχές θαλάσσιες αποθέσεις (φάση υφαλοκρηπίδας, π.χ. Maravelis et al., 2012; 2016). Το κατώτερο τμήμα της αποτελείται από λεπτοστρωματώδη έως παχυστρωματώδη ψαμμιτικά στρώματα τα οποία εναλλάσσονται με αργιλικά στρώματα. Το χρώμα των στρωμάτων του ψαμμίτη είναι καφέ ανοικτό με ιδιαίτερα ευκρινή βάση. Παρά το γεγονός ότι παρατηρείται τόσο παράλληλη όσο και διασταυρούμενη ελασμάτωση (Bouma Tb και Tc), τα περισσότερα στρώματα ψαμμίτη είναι χωρίς δομή. Το μεσαίο τμήμα της τομής αποτελείται από λεπτά έως μεσαίου μεγέθους ψαμμιτικά στρώματα με εναλλαγές αργιλικών στρωμάτων σχηματίζοντας έτσι κύκλους ιζηματογένεσης. Επίσης, τα ψαμμιτικά στρώματα έχουν επίπεδες βάσεις συμπεριλαμβανομένων των σπάνιων απολιθωμάτων ενώ τα αργιλικά στρώματα είναι χωρίς δομή και πλούσια σε οργανικό υλικό. Το ανώτερο τμήμα της τομής είναι 10 m πάχους και εξελίσσεται προοδευτικά σε μία σχεδόν αποκλειστικά αργιλική ακολουθία με παράλληλη ελασμάτωση (Bouma Tb).



Χάρτης 5.4: Γεωγραφική θέση της τομής Καμίνια (γ. πλάτος $39^{\circ}51'36.34''B$, γ. μήκος $25^{\circ}19'48.78''A$).

Τομή Καμίνια



ΥΠΟΜΝΗΜΑ

- Ψαμμίτης
- Άργιλος

Εικόνα 5.4: Στρωματογραφική στήλη της τομής Καμίνια.

5.2 Εργαστηριακή επεξεργασία: τρηματοφόρα

Για την παρασκευή δειγμάτων παρατήρησης τρηματοφόρων, ζυγίστηκαν 150-200 gr ξηρού υλικού από το κάθε δείγμα. Στη συνέχεια τοποθετήθηκαν σε ποτήρια ζέσεως όπου προστέθηκε απιονισμένο νερό και μικρή ποσότητα διαλύματος υπεροξειδίου του υδρογόνου (H_2O_2). Ακολούθησε ομογενοποίηση με τη βοήθεια υπερήχων, όπου το δείγμα αφέθηκε για περίπου 15 λεπτά προκειμένου να διαλυθεί καλά το ίζημα. Σχεδόν σε όλα τα δείγματα τα ποτήρια ζέσεως αφήνονταν στον απαγωγό (υπό επίβλεψη) για μεγάλο χρονικό διάστημα (ακόμη και 3-4 ημέρες) καθώς επρόκειτο για πολύ συμπαγές υλικό. Μετά το πέρας του παραπάνω χρονικού διαστήματος και εφόσον το ίζημα δεν διαλυόταν, αφαιρέθηκε από μέσα το διάλυμα υπεροξειδίου του υδρογόνου (H_2O_2) και χρησιμοποιήθηκε οξικό οξύ (acetic acid). Το διάλυμα αφηνόταν στον απαγωγό για το πολύ δύο (2) ώρες. Στη συνέχεια πραγματοποιήθηκε υγρό κοσκίνισμα του ιζήματος σε κόσκινο διαμέτρου πλέγματος 63 μm καθώς κυριαρχούν κυρίως μικρού μεγέθους γένη και είδη τρηματοφόρων όπως έχει παρατηρηθεί και προγενέστερα κυρίως στη θερμή περίοδο του Παλαιοκαίνου – Ηωκαίνου (PETM: Paleocene – Eocene Thermal Maximum) αλλά και σε περιβάλλοντα όπου παρατηρείται έντονο στρες (stress) στο θαλάσσιο περιβάλλον (π.χ. Thomas, 1998; Kaiho et al., 2006; Alegret et al., 2010). Τέλος, ακολούθησε ξήρανση σε χαμηλή θερμοκρασία (60 °C) για περίπου 2-3 μέρες ούτως ώστε να εξατμιστεί όλο το νερό και τα δείγματα να είναι έτοιμα για παρατήρηση στο μικροσκόπιο. Εξαιτίας της μεγάλης ποσότητας τρηματοφόρων, ορισμένα δείγματα διαιρέθηκαν με τη χρήση του Otto- Microsplitter, και απομονώθηκε και παρατηρήθηκε κλάσμα του δείγματος που περιείχε το λιγότερο 200-300 τρηματοφόρα. Ακολούθησε καταμέτρηση και προσδιορισμός των τρηματοφόρων ανά είδος με τη συνδρομή στερεομικροσκοπίου τύπου Leica S4E σε μεγέθυνση 80x. Σε αρκετές περιπτώσεις χρησιμοποιήθηκε πολλαπλασιαστής (2x) της μεγέθυνσης καθώς το μικροπαλαιοντολογικό υλικό ήταν ιδιαίτερα μικρού μεγέθους.

Η συστηματική ταξινόμηση των πλαγκτονικών τρηματοφόρων έγινε με βάση τον άτλαντα των Pearson et al. (2006) και ο βιοστρωματογραφικός προσδιορισμός των ιζημάτων έγινε σύμφωνα με τη βιοζώνωση Berggren et al. (1995) και Berggren and Pearson (2005), ενώ οι χρονοστρωματογραφικές συσχετίσεις έγιναν με βάση τους Luterbacher et al. (2004), Gradstein et al. (2004; 2012) και τους Pearson et al. (2006).

Ο προσδιορισμός των βενθονικών τρηματοφόρων έγινε με βάση τις περιγραφές των Tjalsma and Lohmann (1983), Cimmerman & Langer (1991), Hottinger et al. (1993), Sgarella & Moncharmont Zei (1993), Alegret & Thomas (2001), Galeotti et al. (2004), Rasmussen (2005), Ortiz & Thomas (2006), Fenner et al. (2012), Székely & Filipescu (2015) και πλήθος δημοσιευμένων εργασιών σε επιστημονικά περιοδικά .

Επίσης, η ηλεκτρονική μικροσκοπία χρησιμοποιήθηκε για την παρατήρηση ειδικών μορφολογικών λεπτομερειών στα κελύφη διαφόρων ειδών τρηματοφόρων, όπως και τη φωτογράφιση των κυριότερων ειδών που συμμετείχαν στις συγκεντρώσεις. Για τη μελέτη, επιλεγμένα άτομα τόσο πλαγκτονικών όσο και βενθονικών τρηματοφόρων τοποθετήθηκαν σε ειδικό χάλκινο δειγματοφορέα με τη βοήθεια αυτοκόλλητης ταινίας, διπλής όψεως. Ακολούθησε επιμετάλλωση χρυσού με τη χρήση επιμεταλλωτή Auto Sputter Coater, Agar. Τα παρασκευάσματα μελετήθηκαν σε ηλεκτρονικό μικροσκόπιο -Scanning Electron Microscope (SEM), τύπου Jeol JSM 6360 του Τομέα Ιστορικής Γεωλογίας και Παλαιοντολογίας, του Τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Πανεπιστημίου Αθηνών.

5.2.1 Στατιστικές μέθοδοι ανάλυσης τρηματοφόρων

Για την ανάλυση και περιγραφή των δειγμάτων παρατήρησης τρηματοφόρων επιλέχθηκαν και εξετάστηκαν:

1. η σχετική συχνότητα επί τοις εκατό (%) των γενών/ειδών σε κάθε δείγμα παρατήρησης.
2. ο λόγος των βενθονικών/πλαγκτονικών τρηματοφόρων που δίνεται από τον τύπο **(P/B) $N_p \times 100 / (N_p + N_b)$** , όπου N_p = ο αριθμός των πλαγκτονικών τρηματοφόρων και N_b = ο αριθμός των βενθονικών τρηματοφόρων (Van der Zwaan et al., 1990; 1999). Η ερμηνεία των δεδομένων έγινε σύμφωνα με τον Murray (1991) ο οποίος διέκρινε τα εξής περιβάλλοντα ιζηματογένεσης: α) εσωτερική κρηπίδα (inner shelf) για ποσοστά <20%, β) «μεσαία» κρηπίδα (middle shelf) για ποσοστά 20-50%, γ) εξωτερική κρηπίδα (outer shelf) για ποσοστά 50-70% και δ) ανώτερη βαθύαλη ζώνη (upper bathyal zone) για ποσοστά >70%.
3. το ποσοστό των ασβεστολιθικών (calcareous)/συμφυρματοπαγών (agglutinated) τρηματοφόρων που χρησιμοποιήθηκε για το χαρακτηρισμό της βενθονικής πανίδας (π.χ. Ortiz et al., 2011) και δίνεται από τον τύπο **(C/A %) $C_f \times 100 / (C_f + A_f)$** , όπου

Cf= τα ασβεστολιθικά βενθονικά τρηματοφόρα και Af= τα συμφυρματοπαγή βενθονικά τρηματοφόρα.

4. το ποσοστό της ενδοπανίδας και της επιπανίδας των ασβεστολιθικών βενθονικών τρηματοφόρων που χρησιμοποιείται ως δείκτης οξυγόνωσης των υδάτων του πυθμένα (π.χ. Ortiz et al., 2011) και δίνεται από τον τύπο $(\text{In/Ep \%}) \text{ In} \times 100 / (\text{In} + \text{Ep})$, όπου In= η ενδοπανίδα και Ep= η επιπανίδα των ασβεστολιθικών βενθονικών τρηματοφόρων.

Η ομαδοποίηση των ενδοπανιδικών και επιπανιδικών μορφών βασίστηκε σε μία σειρά από μελέτες των μικροπεριβαλλόντων διαβίωσης των βενθονικών τρηματοφόρων, όπως των Corliss (1985), Corliss and Chen (1988), Jorissen et al. (1995), Den Dulk et al. (2000), Thomas et al. (2000), Alegret et al. (2003) και Murray (2006). Στην ενδοπανίδα συγκαταλέγονται αντιπρόσωποι των γενών *Bolivina*, *Globobulimina*, *Chilostomella*, *Bulimina*, *Nonionella*, *Melonis*, *Pullenia*, *Nonion*, *Uvigerina*, nodosarids, *Globocassidulina* και *Cassidulina*, ενώ στην επιπανίδα περιλαμβάνονται τα γένη *Elphidium*, *Rosalina*, *Ammonia*, miliolids, *Ammodiscus*, *Discorbis*, *Cibicides/Cibicidoides*, *Lenticulina*, *Siphonina* και *Gyroidinoides*. Περαιτέρω οι επιπανιδικές μορφές σύμφωνα με το περιβάλλον στο οποίο διαβιούν διακρίνονται σε αυτά που προτιμούν για διαβίωση νηρητικά περιβάλλοντα κρηπίδας (shelf dwellers), όπως οι αντιπρόσωποι των γενών *Elphidium*, *Rosalina*, *Ammonia*, miliolids, *Ammodiscus* και *Discorbis* και σε αυτά που προτιμούν βαθύτερα περιβάλλοντα (deep water dwellers), όπως οι αντιπρόσωποι των γενών *Cibicides*, *Lenticulina*, *Siphonina* και *Gyroidinoides*.

5. ο δείκτης **BFOI (Benthic Foraminiferal Oxygen Index)** που δίνεται από τον τύπο του Kaiho (1994; 1999): $[a/(a + n) \times 100]$, όπου a= ο αριθμός των γενών που διαβιούν σε περιβάλλοντα πλούσια σε οξυγόνο και n= ο αριθμός των γενών που επιβιώνουν σε περιβάλλοντα δυσοξίας. Όταν το $a = 0$ και $n+s > 0$ (όπου s= ο αριθμός των γενών που προτιμούν μεσοξικές συνθήκες), ο δείκτης BFOI υπολογίζεται από τον τύπο $[(s/(s+n))-1] \times 50$. Σύμφωνα με τον Kaiho (1994) στους δείκτες οξικών περιβαλλόντων (oxic indicators: a) περιλαμβάνονται οι αντιπρόσωποι των γενών *Globocassidulina*, *Siphonina*, *Cibicides/Cibicidoides*, *Elphidium*, *Rosalina*, *Ammonia*, miliolids, *Ammodiscus* και *Discorbis*. Στους δείκτες μεσοξικών περιβαλλόντων (suboxic indicators: s) συγκαταλέγονται αντιπρόσωποι των γενών *Bulimina*,

Nonionella, *Melonis*, *Pullenia*, *Nonion*, *Uvigerina*, *nodosarids*, *Cassidulina*, *Gyroidinoides* και *Lenticulina*, ενώ οι αντιπρόσωποι των γενών *Bolivina*, *Globobulimina* και *Chilostomella* αποτελούν δείκτες δυσοξικών συνθηκών (dysoxic indicators: n).

Σύμφωνα με τον Kaiho (1994), ανάλογα με το ποσοστό του δείκτη BFOI διακρίνονται τέσσερις (4) κατηγορίες περιβαλλόντων: α) περιβάλλοντα με συνθήκες υψηλής οξυγόνωσης (high oxic conditions) για ποσοστά [50 – 100] % (παρουσία δυσοξικών, μεσοξικών και υψηλών τιμών οξικών βενθονικών τρηματοφόρων), β) περιβάλλοντα με συνθήκες χαμηλής οξυγόνωσης (low oxic condition) για ποσοστά [0 – 50] % (παρουσία δυσοξικών, μεσοξικών και χαμηλών τιμών οξικών βενθονικών τρηματοφόρων), γ) περιβάλλοντα με μεσοξικές συνθήκες (suboxic conditions) για ποσοστά [(-40) – 0] % (παρουσία δυσοξικών και υψηλών τιμών μεσοξικών βενθονικών τρηματοφόρων), δ) περιβάλλοντα με δυσοξικές συνθήκες (dysoxic conditions) για ποσοστά [(-50) – (-40)] % (παρουσία δυσοξικών και χαμηλές τιμές ή απουσία μεσοξικών βενθονικών τρηματοφόρων) και ε) περιβάλλοντα με ανοξικές συνθήκες (anoxic conditions) για ποσοστό -55% (απουσία ασβεστολιθικών βενθονικών τρηματοφόρων).

Για τη στατιστική επεξεργασία των δεδομένων της παρούσας μελέτης χρησιμοποιήθηκαν τα στατιστικά προγράμματα Excel και Grapher 8.

5.3 Εργαστηριακή επεξεργασία δειγμάτων: κοκκολιθοφόρα

Για την ανάλυση των κοκκολιθοφόρων μελετήθηκαν εκατόν εξήντα ένα (161) δείγματα που προέρχονται και από τις τέσσερις φάσεις ιζηματογένεσης όπως αυτές παρουσιάστηκαν παραπάνω (φάση λοβών, καναλιών, κατωφέρειας και υφαλοκρηπίδας). Για την παρασκευή δειγμάτων παρατήρησης νανοαπολιθωμάτων χρησιμοποιούνται γυάλινες αντικειμενοφόρες πλάκες οι οποίες προετοιμάζονται με την τεχνική της επίχρισης (γνωστή και ως “smear-slide”). Αρχικά πραγματοποιείται απόξεση μικρής ποσότητας ιζήματος από το δείγμα (συνήθως προτιμάται νωπή επιφάνεια) διότι η εξωτερική επιφάνεια μπορεί να έχει υποστεί μεταβολές ή επιμολύνσεις. Έπειτα, το ίζημα απλώνεται σε γυάλινη αντικειμενοφόρο πλάκα, ενώ παράλληλα σημειώνεται με τον κωδικό του δείγματος. Στη συνέχεια, το ίζημα ομογενοποιείται με μια σταγόνα μεταλλικού νερού πάνω στην αντικειμενοφόρο πλάκα, έτσι ώστε το μείγμα να μπορεί να απλωθεί χρησιμοποιώντας οδοντογλυφίδα,

έως ότου δημιουργηθεί μια διαφανής επίστρωση. Η καλύτερη κατανομή του ιζήματος προκύπτει όταν σχηματιστούν ομοιόμορφες λωρίδες που χαρακτηρίζονται από μεγαλύτερη και μικρότερη πυκνότητα ιζήματος, προκειμένου να βελτιστοποιηθεί και ομογενοποιηθεί ανάλυση κατά την επόμενη φάση. Η παραπάνω αντικειμενοφόρος πλάκα θερμαίνεται για λίγα δευτερόλεπτα, ώστε να στεγνώσει το παρασκεύασμα, και κατόπιν, στερεώνεται από πάνω μία γυάλινη καλυπτρίδα, ενώ πρώτα έχει τοποθετηθεί μια σταγόνα ειδικής κόλλας/ανυψωτικού μέσου για οπτική μικροσκοπία (Entelan optical adhesive). Τέλος, η αντικειμενοφόρος πλάκα αφήνεται για λίγες ώρες έως ότου να στεγνώσει εντελώς η κόλλα.

Ακολούθησε η ποιοτική ανάλυση των δειγμάτων η οποία πραγματοποιήθηκε σε πολωτικό μικροσκόπιο (LM) τύπου Leica DMLSP, υπό μεγέθυνση 1250X. Ο βιοστρωματογραφικός προσδιορισμός των ιζημάτων έγινε σύμφωνα με τη βιοζώνωση Martini (1971) και οι χρονοστρωματογραφικές συσχετίσεις με βάση τους Luterbacher et al. (2004) και Gradstein et al. (2004; 2012).

6. Αποτελέσματα

6.1 Αποτελέσματα πλαγκτονικών τρηματοφόρων. Συστηματική ταξινόμηση

Η συστηματική ταξινόμηση των πλαγκτονικών τρηματοφόρων θεωρήθηκε απαραίτητη στην παρούσα μελέτη, καθώς σε μερικούς αντιπροσώπους παρατηρήθηκαν ιδιαιτερότητες στα μορφολογικά χαρακτηριστικά, ενώ παράλληλα καταγράφηκαν νέα στοιχεία για την ηωκαινική/ολιγοκαινική πανίδα της ανατολικής Μεσογείου.

Ο προσδιορισμός και η συστηματική ταξινόμηση των πλαγκτονικών τρηματοφόρων βασίστηκε στο σχήμα που αναπτύχθηκε από τους Loeblich and Tappan (1987) και διαμορφώθηκε περαιτέρω από τους Loeblich and Tappan (1992) και Pearson et al. (2006).

Για την καλύτερη κατανόηση της παλαιοοικολογικής/παλαιοκλιματικής εφαρμογής των πλαγκτονικών τρηματοφόρων (βλέπε Molina et al., 2006), δίνεται η βιογεωγραφική κατανομή των ειδών σύμφωνα με τη διασπορά τους σε υψηλά, υψηλά-μεταβατικά, μεταβατικά-χαμηλά και χαμηλά γεωγραφικά πλάτη (π.χ. Huber et al., 2006; Pearson et al., 2006) και η κατακόρυφη κατανομή των ειδών στην υδάτινη στήλη, ανάλογα με τη συμμετοχή τους στις συναθροίσεις επιφανειακών, ενδιάμεσου βάθους και βαθιών υδάτων σύμφωνα με την παρουσία του στρώματος ανάμιξης των υδάτων, τη θέση του θερμοκλινούς και υπό το θερμοκλινές (π.χ. Poore and Matthews, 1984; Spezzaferri, 1995; Coxall et al., 2000; Wade et al., 2000, 2007; Spezzaferri et al., 2002; Pearson et al., 2006).

Τάξη: Foraminiferida Eichwald, 1830

Υπεροικογένεια: Globigerinaceae Carpenter, Parker and Jones, 1862

Οικογένεια: Globigerinidae Carpenter, Parker and Jones, 1862

Γένος: *Globigerina* d'Orbigny, 1826

Είδος: *Globigerina officinalis* (Subbotina, 1953)

(Πιν. 5.2, Εικ. 3-6)

Globigerina officinalis Subbotina, 1953: 105, pl. 11: figs. 1- 7, figs. 1 (holotype), 3, 4, 6, 7, fig. 2. -Blow and Banner, 1962: 88, pl. 9: figs. A-C. -Blow, 1969: 78, pl. 1: figs. 1-7 (reillustration of Blow and Banner, 1962, pl. 9, figs. A-C). -Blow, 1979: 798, pl.

1: figs. 1-7 (reillustration of Blow and Banner, 1962, pl. 9, figs. AC). -Poag and Commeau, 1995, pl. 7: figs. 8, 9. -Olsson et al.: 2006, 114-115: pl. 6.1: figs. 6-16.

Globigerina praebulloides leroyi Blow and Banner, 1962: 93, pl. 9: figs. R-T.

Περιγραφή: Τοίχωμα κελύφους διάτρητο, ακανθώδες, bulloides-τύπου. Το κέλυφος χαρακτηρίζεται από χαμηλή τροχοσπειροειδή περιέλιξη και φέρει σφαιρικούς θαλάμους. Στη σπειροειδή όψη παρατηρούνται 4, ενώ στην ομφαλική διακρίνονται 3 1/2 θάλαμοι. Οι γραμμές ραφών είναι ευθείες και ελαφρώς πεπιεσμένες, ενώ η ομφαλική περιοχή είναι μικρή και ανοιχτή. Το στοματικό άνοιγμα είναι ομφαλικό, υψηλώς έως χαμηλώς αψιδωτό που οριοθετείται από αδιάτρητο περιθώριο.

Βιοστρωματογραφική εξάπλωση: Ζώνη E10 έως το Ολιγόκαινο.

Βιογεωγραφική εξάπλωση: Εντοπίζεται σε χαμηλά και μεταβατικά γεωγραφικά πλάτη (Pearson et al., 2006).

Παλαιοοικολογικές παρατηρήσεις: Το είδος *Globigerina officinalis* διαβιούσε σε επιφανειακά ύδατα (Spezzaferri et al.; 2002; Pearson et al., 2006).

Γένος: *Catapsydrax* Bolli, Loeblich, and Tappan, 1957

Είδος: *Catapsydrax unicavus* (Bolli, Loeblich, and Tappan, 1957)

(Πιν. 5.1, Εικ. 1-6)

?*Globigerina linaperta* Finlay var. *turgida* Finlay, 1939: 125. -Bronnimann, 1952: 19-21, pl. 3: figs. 1-3.

?*Globigerina taroubaensis* Brönnimann, 1952: 18, pl. 2: figs. 16-18.

Catapsydrax unicavus Bolli, Loeblich, and Tappan 1957: 37, pl. 7: fig. 9a-c, pl. 37: fig. 7a, b. -Stainforth and others, 1975: 328, fig. 149-1, 2, 4, fig. 149-5a-c, fig. 149-3a,b. -Kennett and Srivinasan, 1983: 26, pl. 3: figs. 1-3. -Huber, 1991: 439, pl. 5: fig. 18. -Spezzaferri, 1994: 48, pl. 33: fig. 5a-c. -Olsson et al.: 2006: 75-76, 79: pl. 3.3: figs. 1-17.

Globorotaloides suteri Bolli, 1957: 116, pl. 27: figs. 9-13b. -Blow and Banner, 1962: 112-113, pl. XIII: figs. N-P. -Blow, 1979: pl. 247: figs. 9-10.

Globigerina isahayensis Asano, 1962: 55, pl. 21: fig. 9a-c.

Globigerinita unicavus unicavus (Bolli), -Blow and Banner, 1962: 109, pl. 14: figs. M, N.

?*Globorotaloides turgida* (Finlay). -Jenkins, 1964: pl. 7: figs. 1-10, pl. 8: figs. 1-12, 13 (lectotype selected). -Fleisher, 1974: 1029, pl. 13: fig. 8.

?*Globigerinita turgida* (Finlay). -Blow, 1979: pl. 179: figs. 6-7.

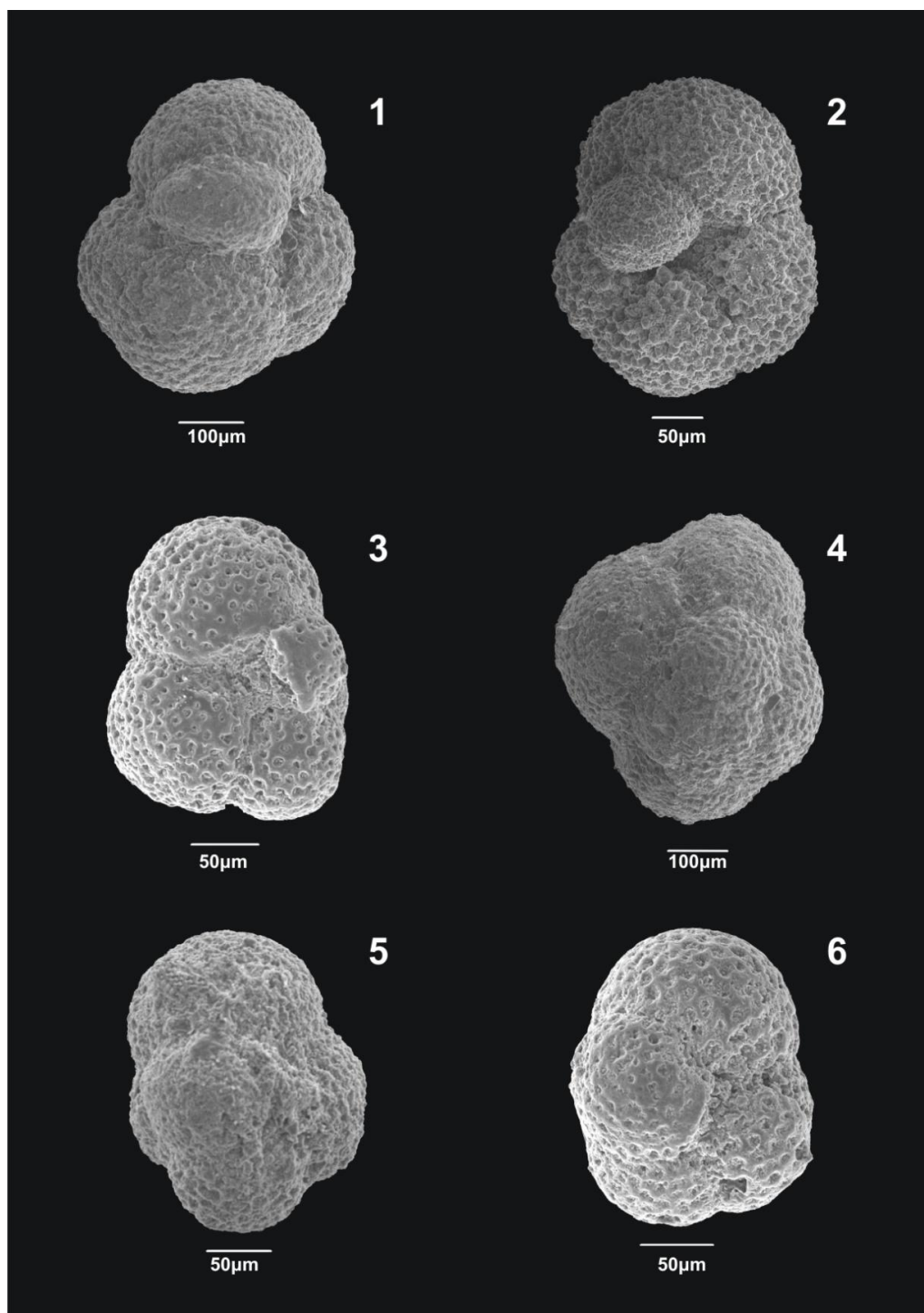
?*Globorotaloides turgidus* (Finlay). -Krasheninnikov and Basov, 1983: 840, pl. 7: figs. 7-9.

Περιγραφή: Τοίχωμα κελύφους κυψελώδες, ακανθώδες, ruber/sacculifer-τύπου. Το κέλυφος χαρακτηρίζεται από χαμηλή τροχοσπειροειδή περιέλιξη με ορατούς 4 θαλάμους στον τελευταίο ελιγμό. Οι θάλαμοι παρουσιάζονται σφαιρικοί, ισχυρά εναγκαλισμένοι και αυξάνουν ραγδαία σε μέγεθος. Και στις δύο όψεις του κελύφους διακρίνονται 4 θάλαμοι. Οι γραμμές ραφών είναι ευθείες έως κυρτές, ελαφρώς πεπιεσμένες στη σπειροειδή όψη και ευθείες, ελαφρώς πεπιεσμένες στην ομφαλική. Κύριο διαγνωστικό χαρακτηριστικό του είδους αυτού είναι μία μικρή, σφαιρική, ελαφρώς διογκωμένη φυσαλίδα, η οποία εκτίνεται πάνω από τον ομφαλό και φέρει ένα ενδοπεριθωριακό, χαμηλώς αψιδωτό στοματικό άνοιγμα με συνεχή παχύ αδιάτρητο περιθώριο.

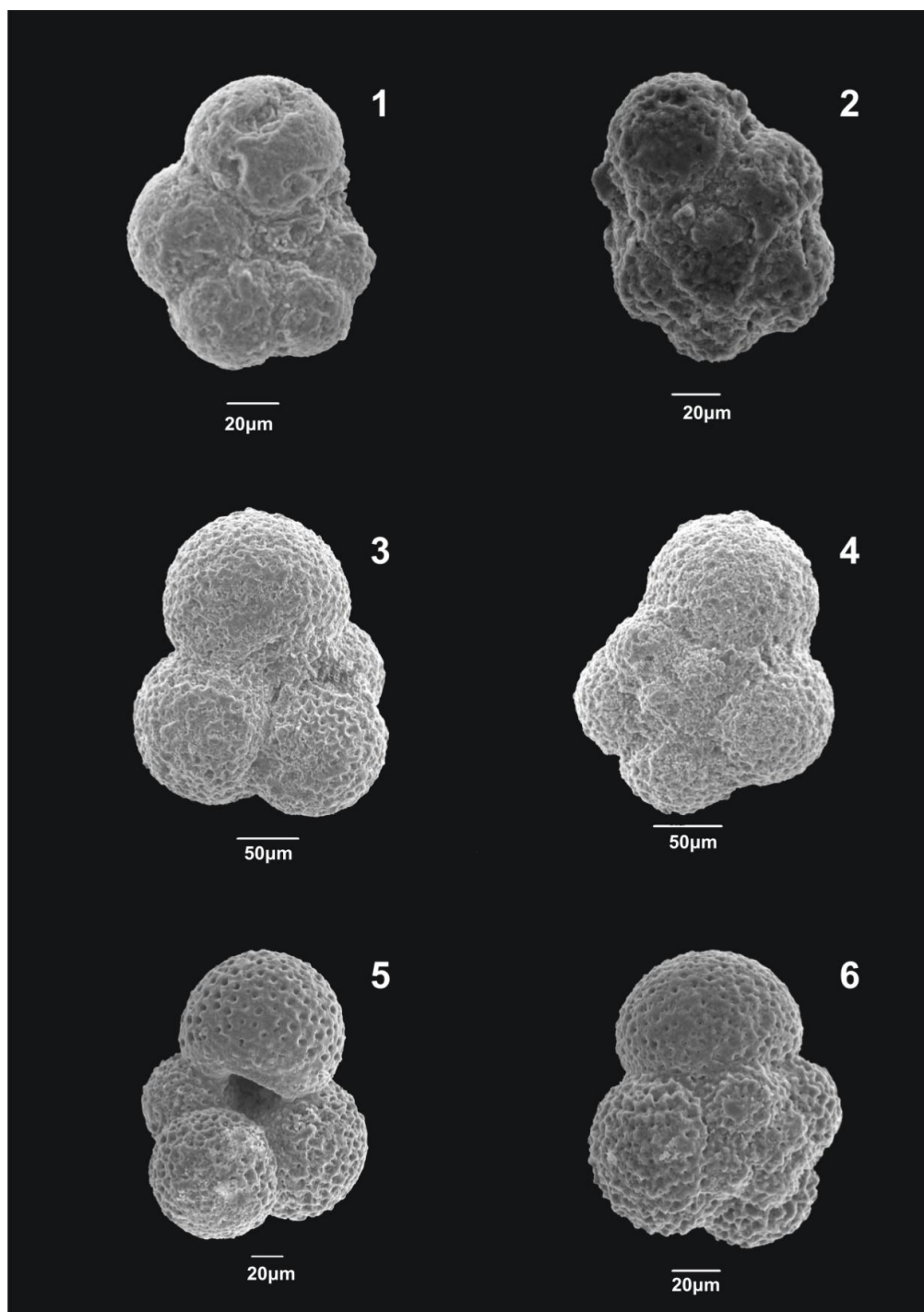
Βιοστρωματογραφική εξάπλωση: Ζώνη E2 έως N6.

Βιογεωγραφική εξάπλωση: Κοσμοπολίτικο είδος (Pearson et al., 2006).

Παλαιοοικολογικές παρατηρήσεις: Το είδος *Catapsydrax unicavus* διαβιούσε σε ενδιάμεσου βάθους (Sexton et al., 2006) και βαθιάς θάλασσας ύδατα (π.χ. Poore and Matthews, 1984; Spezzaferri, 1995; Wade et al., 2000, 2007; Spezzaferri et al., 2002).



Πίνακας 5.1: 1, 6. *Catapsydrax unicavus* (Bolli, Loeblich and Tarpan, 1957): 1. ομφαλική όψη, τομή Ηφαιστία, δείγμα L31, 2. ομφαλική όψη, τομή Παναγιά, δείγμα R0.4, 3. ομφαλική όψη, τομή Παναγιά, δείγμα R30, 4. σπειροειδής όψη, τομή Παναγιά, δείγμα R30, 5. σπειροειδής όψη, τομή Παναγιά, δείγμα R35, 6. ομφαλική όψη, τομή Παναγιά, δείγμα R30.



Πίνακας 5.2: 1, 2. *Dipsidripella liqianyu* (Huber and Pearson, 2006): 1. ομφαλική όψη, τομή Παναγιά, δείγμα R27, 2. σπειροειδής όψη, τομή Παναγιά, δείγμα R35. 3-6. *Globigerina officionalis* (Subbotina, 1953): 3. ομφαλική όψη, τομή Παναγιά, δείγμα R35, 4. σπειροειδής όψη, τομή Παναγιά, δείγμα R35, 5. ομφαλική όψη, τομή Καμίνια, δείγμα D21, 6. σπειροειδής όψη, τομή Καμίνια, δείγμα D21.

Γένος: *Paragloborotalia* Cifelli, 1982

Είδος: *Paragloborotalia nana* (Bolli, 1957)

(Πιν. 5.3, Εικ. 1-2)

Globorotalia opima nana Bolli 1957b: 118, pl. 28: fig. 3a-c. -Bolli and Saunders, 1985: 202, fig. 26:16 a-c (holotype reillustrated), fig. 26: 15, 17-20 (paratypes). - Toumarkine 1978: 714, pl. 8: figs. 3-4.

Globorotalia (Turborotalia) opima nana Bolli. -Blow, 1969: 154, pl. 39: fig. 1.

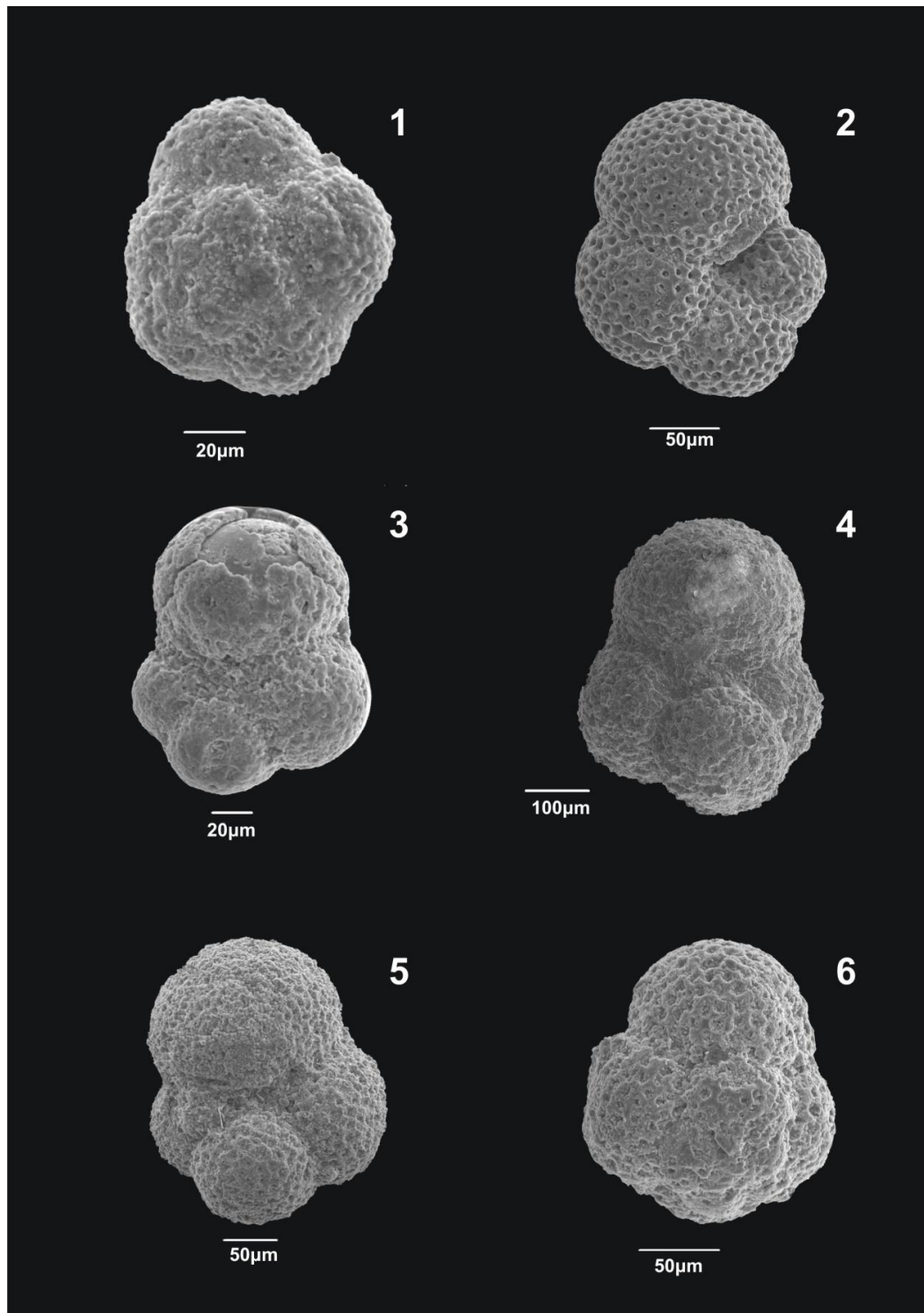
Globorotalia nana Bolli. -Krasheninnikov and Pflaumann, 1977: 606, pl. 6: figs. 10-11c.

Jenkinsella opima nana (Bolli). -Poag and Commeau, 1995: 149, pl. 6: figs. 21, 22.

Paragloborotalia nana (Bolli). -Pearson et al., 2004: 36, pl. 1:fig. 21. -Olsson et al.: 2006: 95-96: pl. 5.8: figs. 1-16.

Περιγραφή: Τοίχωμα κελύφους διάτρητο, αδρομερώς κυψελώδες, ακανθώδες, ruber/sacculifer-τύπου. Το κέλυφος είναι πολύ μικρού μεγέθους, όπως υποδηλώνει και το όνομα του είδους, και χαρακτηρίζεται από χαμηλή τροχοσπειροειδή περιέλιξη. Οι θάλαμοι παρουσιάζονται σφαιρικοί, αρκετά διογκωμένοι. Και στις δύο όψεις του κελύφους διακρίνονται 4 κατά περίπτωση 41/2 θάλαμοι. Στον τελευταίο ελιγμό, οι θάλαμοι αυξάνουν σταδιακά σε μέγεθος, με τον τελευταίο θάλαμο σχεδόν ισομεγέθη με τον προτελευταίο. Ως αποτέλεσμα αυτού, το κέλυφος εμφανίζεται με τετραγωνικό σχήμα το οποίο αποτελεί και βασικό διαγνωστικό χαρακτηριστικό του είδους. Γραμμές ραφών ευθείες, ελαφρώς πεπιεσμένες. Η ομφαλική περιοχή είναι πολύ μικρή, βαθιά και ανοιχτή, ενδεχομένως να καλύπτεται από τους θαλάμους που την περιβάλλουν. Το στοματικό είναι άνοιγμα χαμηλώς αψιδωτό με χείλος και χαρακτηρίζεται ως ομφαλικό-εξωομφαλικό.

Βιοστρωματογραφική εξάπλωση: Σύμφωνα με τους Blow (1979) και Toumarkine & Luterbacher (1985), η πρώτη εμφάνιση του είδους *Paragloborotalia nana*



Πίνακας 5.3: 1-2. *Paragloborotalia nana* (Bolli, 1957): 1. σπειροειδής όψη, τομή Καμίνια, δείγμα D21, 2. ομφαλική όψη, τομή Καμίνια, δείγμα D21. 3-6. *Turborotalia* sp.: 3. ομφαλική όψη, τομή Παναγιά, δείγμα R35, 4. ομφαλική όψη, τομή Ηφαιστία, δείγμα L31, 5. ομφαλική όψη, τομή Παναγιά, δείγμα R35, 6. σπειροειδής όψη, τομή Παναγιά, δείγμα R35.

καταγράφεται στο ανώτερο Ηώκαινο (Ζώνη E13). Ωστόσο, μεταβατικές μορφές από το είδος *Paragloborotalia griffinoides*, από το οποίο προέρχεται εξελικτικά το είδος *Paragloborotalia nana* εμφανίζονται από τη Ζώνη E7 στην Τανζανία (Pearson et al., 2004). Εμφανίσεις του είδους αυτού καταγράφονται έως και το κατώτερο Μειόκαινο.

Βιογεωγραφική εξάπλωση: Εντοπίζεται σε χαμηλά και μεταβατικά γεωγραφικά πλάτη (Pearson et al., 2006).

Παλαιοοικολογικές παρατηρήσεις: Το είδος *Paragloborotalia nana* διαβιούσε σε βαθιάς θάλασσας ύδατα (Sexton et al., 2006).

Οικογένεια: Hedbergellidae Loeblich and Tappan, 1961

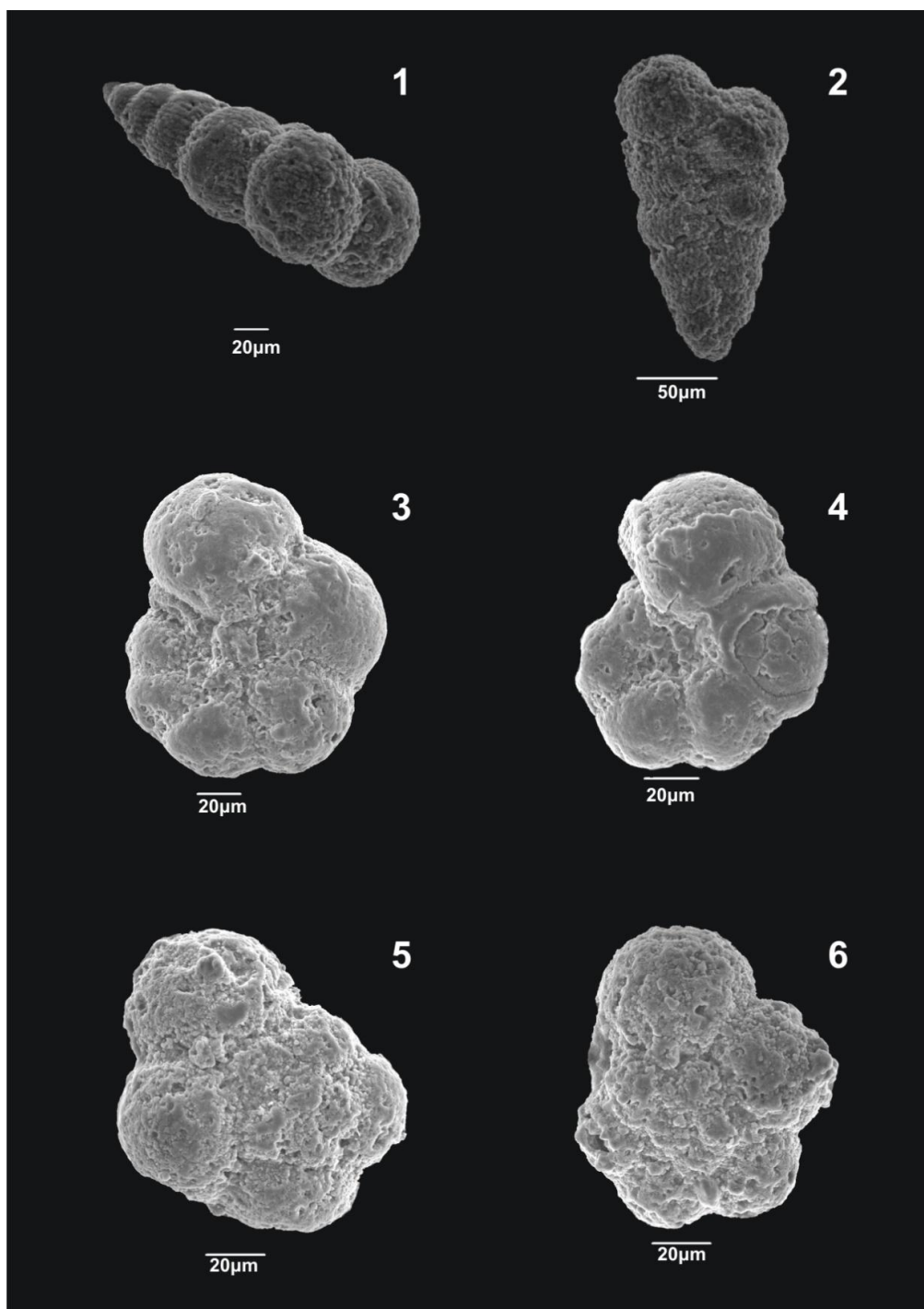
Γένος: *Turborotalia* Cushman and Bermúdez, 1949

Είδος: *Turborotalia* sp.

(Πιν. 5.3, Εικ. 3-6)

Περιγραφή: Το τοίχωμα του κελύφους χαρακτηρίζεται λείο, φλυκταινώδες, ασθενώς κυψελώδες. Το κέλυφος χαρακτηρίζεται από τροχοσπειροειδή περιέλιξη. Οι θάλαμοι παρουσιάζονται σφαιρικοί, αρκετά διογκωμένοι. Στον τελευταίο ελιγμό παρατηρούνται 3 θάλαμοι. Στοματικό άνοιγμα ανιδωτό, ομφαλικό-εξωομφαλικό.

Η πολύ κακή διατήρηση στα άτομα που μελετήθηκαν κατά την παρούσα εργασία δεν επέτρεψε την περεταίρω κατάταξη τους στα υπάρχοντα είδη.



Πίνακας 5.4: 1-2. *Chiloguembelina cubensis* (Palmer, 1934): 1. Πλάγια όψη-άποψη του στοματικού ανοίγματος, τομή Παναγιά, δείγμα R35, 2. Πλευρική όψη, τομή Παναγιά, δείγμα R35. 3, 6. *Dipsidripella liqianyu* (Huber and Pearson, 2006): 3, 6. ομφαλική όψη, τομή Παναγιά, δείγμα R30 4, 6. σπειροειδής όψη, τομή Παναγιά, δείγμα R35.

Υπεροικογένεια: Heterohelicoidea Cushman, 1927

Οικογένεια: Chiloguembelinidae Reiss, 1963

Γένος: *Chiloguembelina* Loeblich and Tappan, 1956

Είδος: *Chiloguembelina cubensis* (Palmer, 1934)

(Πιν. 5.4, Εικ. 1-2)

Guembelina cubensis Palmer, 1934: 74, figs. 1-6.

?*Chiloguembelina garretti* -Howe, 1939: 61, pl. 8: fig. 14.

?*Chiloguembelina barnardi* -Ansary, 1955: 77, pl. 2: fig. 26.

Chiloguembelina cubensis (Palmer). -Beckmann, 1957: 89, pl. 21: fig. 21, text-fig. 14 (5-8).-Hornibrook, 1990: 368, pl. 1: figs. 1-11. -Resig, 1993: 241, pl. 1: figs. 1-8, 10, 13, 17. -Huber et al., 2006: 473–474: pl. 16.3: figs. 23-24.

Streptochilus cubensis (Palmer) -Poore and Gosnell, 1985: 5, pl. 2: figs. 1-13.

Περιγραφή: Τοίχωμα κελύφους μικροδιάτρητο, φλυκταινώδες. Κέλυφος επίμηκες, υποτριγωνικού σχήματος, με δίσειρη συναρμογή θαλάμων. Οι γραμμές ραφών είναι ευδιάκριτες, πεπιεσμένες. Το στοματικό άνοιγμα είναι απλό, αψιδωτό με χείλος και βρίσκεται στη βάση του τελευταίου θαλάμου στο σημείο που εφάπτεται με τον προτελευταίο θάλαμο. Βασικό διαγνωστικό χαρακτηριστικό του είδους *Chiloguembelina cubensis* είναι η παρουσία ραβδώσεων στο τοίχωμα του κελύφους, οι οποίες τοποθετούνται κάθετα στις γραμμές ραφών.

Βιοστρωματογραφική εξάπλωση: ανώτερο Ηώκαινο έως ανώτερο Ολιγόκαινο, Ζώνη E10 - Ζώνη O6.

Η ανώτατη εμφάνιση (HO: High Occurrence) του είδους *Chiloguembelina cubensis* έχει χρησιμοποιηθεί ως παγκόσμιο βιοστρωματογραφικό κριτήριο για την αναγνώριση του ορίου Ρουπέλιου/Σάττιου (π.χ., Luterbacher et al., 2004). Ωστόσο, σποραδικές εμφανίσεις του είδους αυτού καταγράφονται έως και το ανώτερο Ολιγόκαινο (π.χ., Leckie et al., 1993). Οι Stott & Kennet (1990) και Berggren (1992) υποστήριξαν την άποψη μιας μεταβατικής εξαφάνισης των αντιπροσώπων του είδους από το κατώτερο Ολιγόκαινο για τα υψηλά γεωγραφικά πλάτη έως το μέσο-ανώτερο

Ολιγόκαινο για τα χαμηλά γεωγραφικά πλάτη (Van Simaeys et al., 2005). Επίσης, οι Poore et al. (1982) και Poore (1984), υποθέτουν ότι, το πολύ μικρό μέγεθος των ατόμων του είδους μπορεί να διευκολύνει την επανεπεξεργασία τους, δυσχεραίνοντας τον εντοπισμό της κατώτερης παρουσίας του. Η επίλυση στο πρόβλημα της ανώτατης εμφάνισης του είδους *Chiloguembelina cubensis* δόθηκε από τους Berggren et al. (1995) με την καθιέρωση της μέγιστης κοινής εμφάνισης (HCO: High Common Occurrence) του είδους στην κορυφή της υποζώνης P21a (=στο όριο των Ζωνών O4 και O5).

Βιογεωγραφική εξάπλωση: Κοσμοπολίτικο είδος (Pearson et al., 2006).

Παλαιοοικολογικές παρατηρήσεις: Το είδος *Chiloguembelina cubensis* διαβιούσε σε επιφανειακά (Pearson et al., 2006) και ενδιάμεσου βάθους ύδατα (Wade et al., 2007).

Γένη αμφιβόλου συστηματικής ταξινόμησης

Γένος: *Dipsidripella* Brotea, 1995 emend. Huber and Pearson, 2006

Είδος: *Dipsidripella liqianyui* Huber and Pearson 2006

(Πιν. 5.2, Εικ. 1-2 και Πιν. 5.4, Εικ. 3-6)

Testicarinata inconspicua (Howe) -Stott and Kennett, 1990: 560, pl. 7: figs. 13, 14. [Not Howe, 1939].

Planorotalites sp. 2, Huber, 1991: 440, pl. 6: figs. 23-24, pl. 7: figs. 3, 4.

Dipsidripella liqianyui Huber and Pearson in Huber et al., 2006: 501–502: pl. 16.9: figs. 1-17.

Περιγραφή: Τοίχωμα κελύφους μικροδιάτρητο έως λεπτώς διάτρητο, μετρίως φλυκταινώδες. Το κέλυφος είναι πολύ μικρού μεγέθους, αμφίκυρτου ή και επιπεδόκυρτου σχήματος, χαμηλώς τροχοσπειροειδές. Απαρτίζεται από 5 έως 7 σφαιρικούς θαλάμους, μερικές φορές ελαφρώς νεφροειδούς σχήματος στην τελευταία περιέλιξη. Οι γραμμές ραφών είναι ισχυρά πεπιεσμένες, ακτινωτές έως ελαφρώς καμπύλες στη σπειροειδή όψη και ακτινωτές στην ομφαλική όψη του κελύφους. Το κέλυφος χαρακτηρίζεται από ευρεία, ρηχή ομφαλική περιοχή διακοσμημένη από διάσπαρτες φλύκταινες. Φέρει εξωομφαλικό, αψιδωτό στοματικό άνοιγμα το οποίο περιβάλλεται από χείλος.

Βιοστρωματογραφική εξάπλωση: Σύμφωνα με τους Huber et al. (2006) η εξάπλωση του είδους δίνεται από μέσο Ηώκαινο (E11) έως κατώτερο Ολιγόκαινο (O1). Με την παρούσα εργασία καθιερώνεται η επέκταση της βιοστρωματογραφικής του εξάπλωσης έως και τη Ζώνη (O4).

Βιογεωγραφική εξάπλωση: Σύμφωνα με τους Huber et al. (2006) το είδος αυτό έχει καταγραφεί μόνο στο νότιο Ινδικό Ωκεανό στις θέσεις ODP Site 738 (Kerguelen Plateau) και Site 761 (Wombat Plateau). Με την παρούσα εργασία πιστοποιείται για πρώτη φορά η παρουσία του στη Μεσόγειο προσθέτοντας νέα δεδομένα για τη βιογεωγραφική εξάπλωση του είδους σε παγκόσμια βάση.

Παρατηρήσεις: Σύμφωνα με τους Huber et al. (2006) ο περιορισμένος αριθμός των ατόμων του είδους *Dipsidripella liqianyu* που έχουν μελετηθεί και περιγραφεί παγκοσμίως, όπως και η κακή κατάσταση διατήρησης των ατόμων αυτών, καθιστούν επισφαλή τη συστηματική κατάταξη του είδους. Περαιτέρω έρευνα αναμένεται να προσθέσει τα απαραίτητα στοιχεία, σχετικά με τη μικροδομή του τοιχώματος του κελύφους αλλά και τις παλαιοοικολογικές προτιμήσεις του είδους, που θα συμβάλλουν στη διόρθωση της συστηματικής κατάταξης του είδους.

6.1.1 Τομή Ηφαιστία (Ifestia section)

Τα είδη που προσδιορίστηκαν σε αυτή την τομή είναι τα εξής: *Dipsidripella liqianyui*, *Catapsydrax unicavus*, *Globigerina officionalis*, *Paragloborotalia nana*, *Chiloguembelina cubensis*, *Dentoglobigerina* sp., *Turborotalia* sp. και *Turborotalia cerroazulensis* (εικ. 6.1). Η *D. liqianyui* παρατηρείται σε όλο το πάχος της τομής σε μικρό βαθμό με μέγιστο ποσοστό 5.2% στο δείγμα L26 (46.2 m). Εμφανίζεται για πρώτη φορά στα 33 m (δείγμα L50) με ποσοστό 4.1%. Με το ίδιο ποσοστό εντοπίζεται και στα 58.42 m (δείγμα L15), ενώ για τελευταία φορά εμφανίζεται στα 62.3 m (L13) με ποσοστό μόλις 0.9%. Το είδος *C. unicavus* εντοπίζεται στο L90 (6.6 m) με ποσοστό 11.2% και στη συνέχεια στο δείγμα L50 με ποσοστό 16%. Αυξάνεται σταδιακά μέχρι τα 44.88 m (δείγμα L28) όπου παρατηρείται και η μέγιστη τιμή του (19.3%). Στη συνέχεια και στα ανώτερα τμήματα της τομής παρατηρούνται αυξομειώσεις του είδους που κυμαίνονται σε αρκετά χαμηλότερα ποσοστά με το ελάχιστο στην τιμή του 1.1% στο L9 (70.06 m) και το μέγιστο στην τιμή του 8.4 στο δείγμα L3.

Παρατηρώντας τις συγκεντρώσεις του είδους *G. officionalis*, αυτό εμφανίζεται για πρώτη φορά στα 6.6 m (δείγμα L90) με ποσοστό 4%. Στη συνέχεια εμφανίζεται ξανά στα 23.1 m (L65) με ποσοστό 2.2% και ακολουθεί η μέγιστη τιμή της που αγγίζει το 10.4% στο δείγμα L50. Έπειτα κυμαίνεται σε γενικώς χαμηλότερα επίπεδα, ενώ δεν λείπουν ούτε από αυτό το είδος η μικρής κλίμακας αυξομειώσεις στο υπόλοιπο της τομής. Η *P. nana* εμφανίζεται για πρώτη φορά στη βάση της τομής και συγκεκριμένα στα 6.6 m (δείγμα L90) σε πολύ μικρό ποσοστό της τάξεως του 0.4%. Παρουσιάζει αύξηση μέχρι τα 46.2 m (δείγμα L26) στο οποίο εμφανίζει και τη μέγιστη τιμή του στο 12.5%. Εμφανίζεται ξανά στα 50.66 m (δείγμα L19) με ποσοστό 1.5% και αυξομειώνεται μέχρι τα 81.7 m (L3: 5.1%).

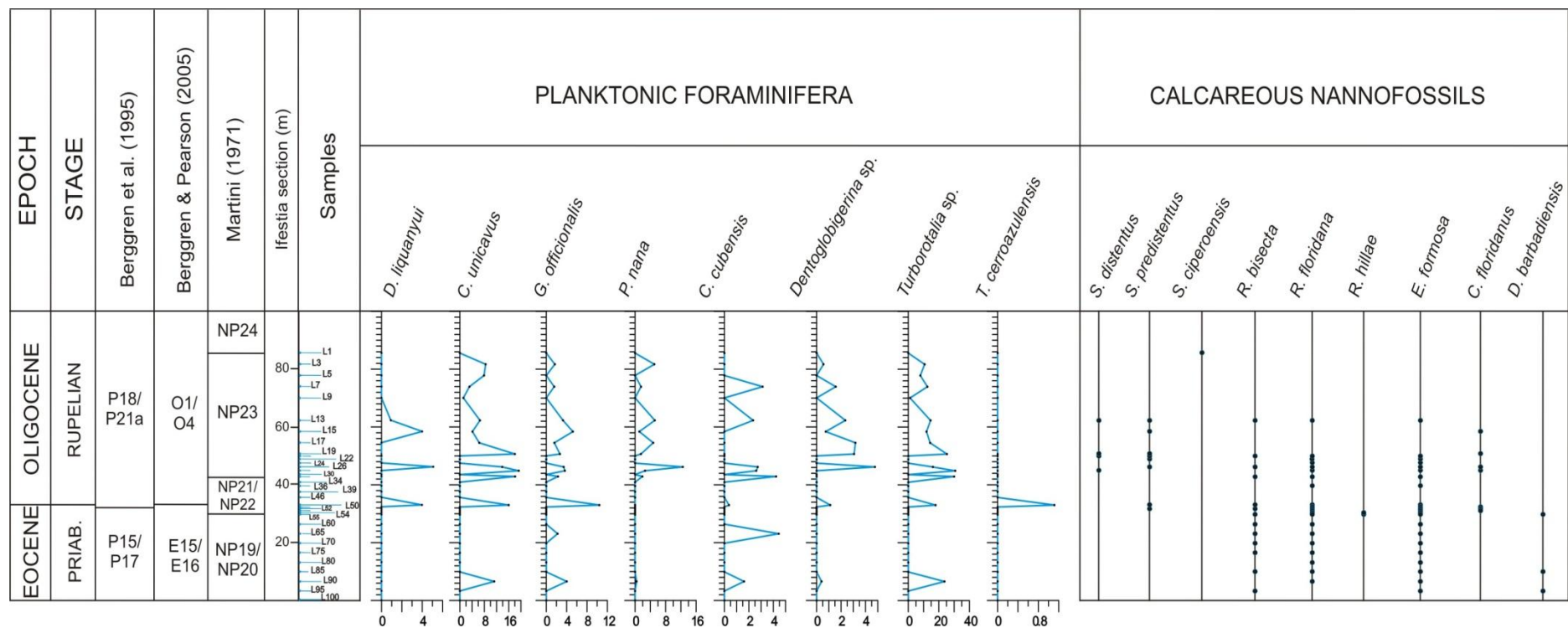
Μελετώντας τη *C. cubensis* η οποία κυμαίνεται σε γενικώς χαμηλότερα ποσοστά, εμφανίζεται για πρώτη φορά σε αυτή την τομή στα 6.6 m (δείγμα L90) με ποσοστό 1.6%. Έπειτα εντοπίζεται στα 23.1 m (L65) με ποσοστό 4.4% (μέγιστη τιμή) και μετά στα 33 m (L50) με τιμή 0.4%. Στο δείγμα L31 και στα 42.9 m αυξάνεται και πάλι στο 4.2% ενώ φαίνεται να μειώνεται μέχρι τα 62.3 m (L13: 2.3%) ενώ στα 73.94 m (L7) αυξάνεται και πάλι σε μικρό βαθμό μέχρι το ποσοστό του 3.1%, και στη συνέχεια εξαφανίζεται. Η *Dentoglobigerina* sp. έχει μικρή εμφάνιση σε αυτή την τομή.

Εντοπίζεται για πρώτη φορά στα 6.6 m (δείγμα L90) με ποσοστό 0.4% και αυξάνεται μέχρι τα 46.2 m (L26) όπου εμφανίζει και τη μέγιστη τιμή της το 4.8%. Στα ανώτερα τμήματα της τομής και μέχρι το τέλος της, εμφανίζεται συχνότερα με συνεχείς αυξομειώσεις με ελάχιστη τιμή το 0.6% στα 81.7 m (δείγμα L3) και μέγιστη τιμή που δεν ξεπερνά το 3.2% στα 54.54 m (δείγμα L17).

Οι αντιπρόσωποι της *Turborotalia* sp. εμφανίζονται σε πολύ μεγάλα ποσοστά συγκριτικά με τα υπόλοιπα είδη της τομής, αρχικά στα 6.6 m (L90) με ποσοστό 23.7%, και ακολούθως στα 33 m (L50) με τιμή 17.8%. Στη συνέχεια αυξάνεται στο 30% στα 42.9 m (δείγμα L31) και στα 44.88 m (L28) αυξάνεται και πάλι αγγίζοντας το 30.7% όπου είναι και η μέγιστη τιμή του σε αυτή την τομή. Ακολουθεί μείωση στα 50.66 m (δείγμα L19) όπου ανέρχεται στο 25.3%, ενώ δεν λείπουν και από εδώ οι αυξομειώσεις του είδους με την ελάχιστη τιμή στο 1.1% στα 70.06 m (δείγμα L9) και το μέγιστο στο 14.6% στο L13 (62.3 m). Τέλος, η *T. cerroazulensis* εμφανίζεται μόνο στα 33 m (δείγμα L50) με ποσοστό που δεν ξεπερνά το 1.1%.

6.1.2 Τομή Παναγιά (Panagia section)

Στην τομή Παναγιά παρατηρούνται τα εξής πλαγκτονικά τρηματοφόρα: *Dipsidripella liqianyui*, *Catapsydrax unicavus*, *Globigerina officionalis*, *Paragloborotalia nana*, *Chiloguembelina cubensis*, *Dentoglobigerina* sp. και *Turborotalia* sp. (εικ. 6.2). Στη βάση της τομής παρατηρείται η μέγιστη τιμή της *D. liqianyui* όπου φτάνει το 9.5% (R0.8). Στη συνέχεια εντοπίζεται μείωση του είδους και μικρότερο ποσοστό που φτάνει το 0.8% στα 2.25 m (δείγμα R0.4). Έπειτα σταδιακά αυξάνεται ενώ δεν λείπουν οι κατά τόπους εξαφανίσεις του είδους αυτού. Προς τα ανώτερα δείγματα της τομής και πριν εξαφανιστεί παρατηρούνται μικρές αυξομειώσεις με το R30 (18.4 m) να κυμαίνεται στο 3.4%, το R33 στο 1.7% και στο R35 (20.9 m) με 4% όπου είναι και το τελευταίο δείγμα της τομής που εμφανίζεται αυτό το είδος.



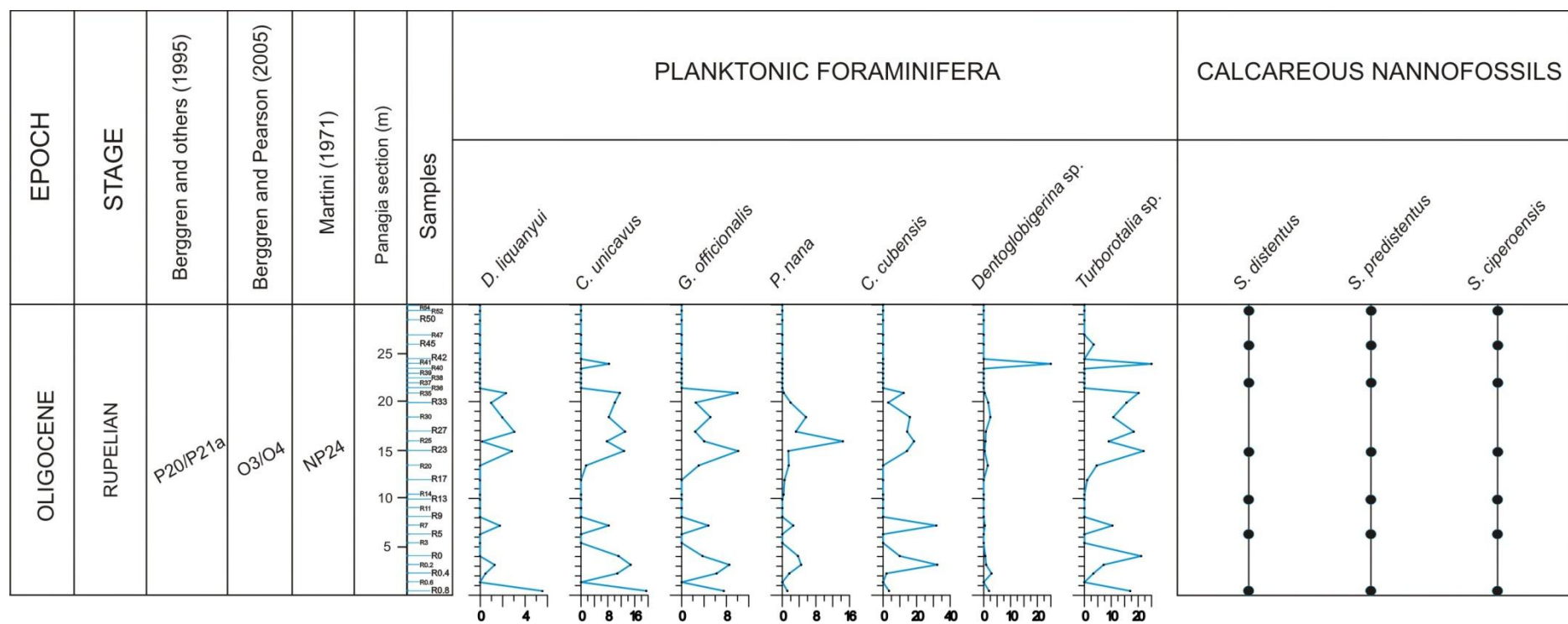
Εικόνα 6.1: Σχετικές αφθονίες (%) των πλαγκτονικών τρηματοφόρων της τομής Ηφαιστία και αποτελέσματα ποιοτικής ανάλυσης του ασβεστολιθικού ναννοπλαγκτού.

Το είδος *C. unicanus* ξεκινάει και αυτό με τη μέγιστη τιμή του που αγγίζει το ποσοστό του 19.4% στα 0.45 m (δείγμα R0.8). Και σε αυτό το είδος παρατηρούνται αυξομειώσεις αλλά σε μεγαλύτερα ποσοστά από το παραπάνω, καθώς και οι κατά τόπους εξαφανίσεις σε όλη της έκταση της τομής αυτής. Μειώνεται στο 10.8% στα 2.25 m (δείγμα R0.4) για να αυξηθεί στα 3.15 m (R0.2: 14.8%) και να μειωθεί πάλι στο R0 (4.05 m) με ποσοστό 11.2%. Αυξάνεται απότομα από τα 14.9 m (R23) με 12.8%. Στα 18.4 m (δείγμα R30) μειώνεται στο 8.3% και αυξάνεται για λίγο και μέχρι τα 20.9 m (δείγμα R35) όπου φτάνει το ποσοστό του 11.6%. Μετά από σειρά μηδενικών τιμών παρατηρείται μόνο στα 23.9 m (δείγμα R41) με τιμή 8.3%.

Η *G. officionalis* εμφανίζεται στο R0.8 (0.45 m) με ποσοστό 7.5%. Στα 2.25 μέτρα (R0.4) εντοπίζεται με ποσοστό 6.25%, αυξάνεται στα 3.15 m (R0.2) με αριθμό 8.5% και μειώνεται στα 4.05 m (R0) με ποσοστό 3.7%. Παρατηρείται εκ νέου αύξηση στα 7.2 m (R7) με ποσοστό 4.8% και στη συνέχεια εμφανίζεται ξανά στα 13.4 m (R20) με ποσοστό 3.1%. Ακολούθως στα 14.9 m (R23) παρατηρείται η μέγιστη τιμή στο 10.1%, έπειτα μειώνεται και αυξάνεται απότομα στα 20.9 m (R35) με ποσοστό 10%. Στη συνέχεια και μέχρι το τέλος της τομής εξαφανίζεται. Η *P. nana* ξεκινάει και αυτή την εμφάνισή της με σχετικά χαμηλά ποσοστά. Από τα 0.45 m (R0.8) με ποσοστό 1.2%, αυξάνεται σταδιακά μέχρι τα 3.15 m (R0.2: 4.5%) και στη συνέχεια μειώνεται ενώ δεν λείπει και από εδώ η κατά τόπους απουσία του είδους αυτού. Από τα 15.9 m (δείγμα R25) αυξάνεται αγγίζοντας το 14.4% όπου είναι και το μέγιστο ποσοστό του είδους για αυτή την τομή. Έπειτα μειώνεται στο 3.2% (R27) και παραμένει σε χαμηλά ποσοστά έως ότου εξαφανιστεί.

Η *C. cubensis* ξεκινάει με πολύ μικρά ποσοστά της τάξεως του 3.6% στα 0.45 m (δείγμα R0.8), δεδομένου ότι το μέγιστο ποσοστό του είδους ανέρχεται στο 32.3% σε ύψος 3.15 m (δείγμα R0.2) από τη βάση της τομής. Στη συνέχεια της τομής εξαφανίζεται (R3 και R5), εμφανίζεται στο R7 (7.2 m) με τιμή 31.7% και εξαφανίζεται εκ νέου από 8.1 m μέχρι 13.4 m μέχρι το δείγμα R23 όπου εμφανίζεται ξανά με ποσοστό 14.3%. Ακολουθεί αύξηση του είδους στο δείγμα R25 (15.9 m) με ποσοστό 18.5%, ενώ και μέχρι το R35 (12.2%) αυξομειώνεται με την μεγαλύτερη τιμή να φτάνει το 16% στο R30 και την ελάχιστη στο R33 με 3.1%. Μέχρι το τέλος της τομής και στα ανώτερα δείγματα το συγκεκριμένο είδος απουσιάζει. Όσον αφορά τη *Dentoglobigerina* sp. γενικότερα κυμαίνεται σε χαμηλές τιμές μέχρι το R41 όπου αυξάνεται ραγδαία φτάνοντας το ποσοστό του 25% και αποτελώντας την μεγαλύτερη

τιμή του. Καθ' όλο το πάχος της τομής παρουσιάζει αυξομειώσεις με ποσοστό που δεν ξεπερνά το 2.9% (R0.4) και ελάχιστη τιμή το 0.3% στο δείγμα R35, ενώ δεν λείπουν ούτε από εδώ οι κατά τόπους μηδενικές τιμές του είδους. Τέλος, η *Turborotalia* sp. ανέρχεται σε 17.1% στα πρώτα μέτρα της τομής (R0.8). Στη συνέχεια μειώνεται απότομα στο 3.3% (R0.4) και αυξάνεται μέχρι τα 4.05 m (R0) με τιμή που φτάνει το 21.1%. Έπειτα μειώνεται στο 10.4% (R7) έως ότου εξαφανιστεί. Εμφανίζεται και πάλι στα 11.9 m (R17) με ποσοστό 1% και αυξάνεται μέχρι τα 14.9 m (R23) όπου φτάνει στο 22%. Μειώνεται απότομα στο 9.1% (R25) και αυξάνεται ξανά απότομα στο 18.4% (R27). Συνεχίζονται αυξομειώσεις μέχρι τα 20.9 m (R35) όπου αγγίζει την τιμή του 20.2%. Τέλος, στα 23.9 m (R41) εμφανίζει τη μέγιστη τιμή που φτάνει το 25%, ενώ μετά εντοπίζεται στα 25.9 m (R45) με ποσοστό 3.4%.



Εικόνα 6.2: Σχετικές αφθονίες (%) των πλαγκτονικών τρηματοφόρων της τομής Παναγιά και αποτελέσματα ποιοτικής ανάλυσης του ασβεστολιθικού ναννοπλαγκτού.

6.1.3 Τομή Κάσπακα (Kaspaka section)

Τα ιζήματα της τομής Κάσπακα δεν περιείχαν καθόλου τρηματοφόρα, πιθανώς λόγω συνθηκών διατήρησης. Παρατηρήθηκε μόνο ασβεστολιθικό ναννοπλαγκτόν.

6.1.4 Τομή Καμίνια (Kaminia section)

Τα είδη των πλαγκτονικών τρηματοφόρων που εμφανίζονται στην τομή Καμίνια είναι: *Dipsidripella liqianyui*, *Catapsydrax unicavus*, *Globigerina officionalis*, *Paragloborotalia nana*, *Chiloguembelina cubensis*, *Dentoglobigerina* sp. και *Turborotalia* sp. (εικόνα 6.4). Παρατηρώντας το διάγραμμα της *D. liqianyui* βλέπουμε ότι στα κατώτερα δείγματα κυμαίνεται σε χαμηλά ποσοστά με μέγιστο αυτών το 2.3% (D19) και σταδιακά μειώνεται. Εμφανίζεται από τα 61.44 m έως τα 62.72 m (D68 - D69) με τις μέγιστες τιμές του να φτάνουν το 14.9% και 10.5% αντίστοιχα. Παρατηρούνται σποραδικές εμφανίσεις του είδους στα νεότερα δείγματα με τελευταία εμφάνιση αυτού στο δείγμα D4 (93.44 m) με ποσοστό 4.2%.

Το είδος *C. unicavus* εμφανίζεται από τη βάση της τομής με ποσοστό 8.6% (D19). Συνεχίζει με σταδιακή αύξηση του ποσοστού μέχρι τα 39.68 m (D51: 19.6%) Αυξάνεται ξανά στο 18.3% (μέγιστο ποσοστό) στο δείγμα D59 (49.92 m). Εντοπίζεται μια μικρή αύξηση (D74-2.8%) και στη συνέχεια μηδενικές τιμές μέχρι τα 87.04 m (δείγμα D15) όπου παρουσιάζεται με ποσοστό 3.1%. Αυξάνεται σταδιακά με την τελευταία εμφάνισή του στα 93.44 m (δείγμα D4) με ποσοστό 4.2%.

Η *G. officionalis* ξεκινάει στην τομή αυτή με ποσοστό 29.2% (D19) και σταδιακά μειώνεται μέχρι τα 16.64 m (D33: 23.7%) όπου αρχίζει να αυξάνεται ξανά μέχρι τα 25.6 m (D40: 25%). Ακολουθούν σταθερά μειωμένες σχετικές αφθονίες, με δείγμα D15 να παρουσιάζει ποσοστό 4.3%. Χαρακτηριστική είναι και η κατανομή της *P. nana* η οποία ξεκινάει την εμφάνισή της στην τομή αυτή με ποσοστό 7.9% (D19). Αυξάνεται σταδιακά μέχρι τα 37.12 m (δείγμα D49) όπου εμφανίζεται και το μέγιστο ποσοστό της στα 18.9%. Έπειτα μειώνεται και παρουσιάζει μηδενικές τιμές μέχρι το τέλος της τομής με μία μόνο εμφάνιση στο δείγμα D68 (61.44 m) με ποσοστό 2%.

Το είδος της *C. cubensis* στη βάση της τομής Καμίνια παρουσιάζει σχετική αφθονία με ποσοστό 13.6% (D19). Αυξάνεται μέχρι τα 6.4 m (D24: 14.1%-μέγιστο ποσοστό) και έπειτα σταδιακά μειώνεται μέχρι τα 19.2 m (D35: 9.7%). Παρουσιάζοντας αυξομειώσεις μέχρι το D4 με ποσοστό 11.6%. Το είδος *Dentoglobigerina* sp. σχεδόν

απουσιάζει από αυτή την τομή. Εμφανίζεται μόνο στα ανώτερα δείγματα της τομής με μέγιστο ποσοστό στα 93.44 m (δείγμα D4: 1.1%). Τέλος, η *Turborotalia* sp. εμφανίζεται σχεδόν σε όλη το ύψος της τομής. Ξεκινάει με πολύ μικρά ποσοστά στα πρώτα δείγματα παρουσιάζοντας σταδιακή αύξηση με μέγιστο ποσοστό το 33.8% στο δείγμα D54. Παρατηρείται με χαμηλότερο ποσοστό στα δείγματα D59 (29.9%) και D68 (2.5%) και στη συνέχεια αυξάνεται σταδιακά μέχρι το δείγμα D4 αγγίζοντας το ποσοστό του 11.6%, ενώ δεν λείπουν οι κατά τόπους μηδενικές τιμές του είδους αυτού σε όλη την έκταση της τομής και ιδιαιτέρως στα ανώτερα τμήματα.

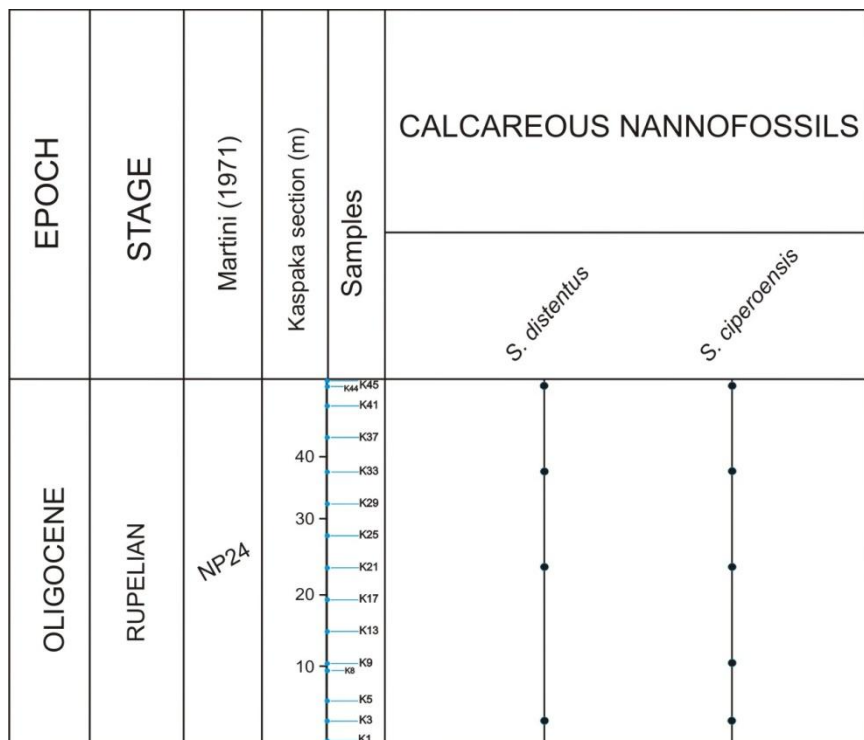
6.2 Αποτελέσματα ασβεστολιθικού ναννοπλαγκτού

Στην τομή Ηφαιστία (εικ. 6.1) εντοπίστηκαν κυρίως τα εξής είδη ασβεστολιθικού ναννοπλαγκτόν: *Sphenolithus distentus*, *Sphenolithus predistentus*, *Sphenolithus ciperoensis*, *Reticulofenestra bisecta*, *Reticulofenestra floridana*, *Reticulofenestra hillae*, *Ericsonia formosa*, *Cyclicargolithus floridanus* και *Discoaster barbadiensis*. Αναλυτικότερα, στο δείγμα L95 παρατηρήθηκαν τα είδη *D. barbadiensis*, *E. formosa* και *R. bisecta*. Στο δείγμα L90 εντοπίστηκαν τα είδη *R. floridana* και *E. formosa*, στο δείγμα L85 τα είδη *R. bisecta*, *R. floridana*, *E. formosa* και *D. barbadiensis* ενώ στο δείγμα L80 (13.2 m) τα είδη *R. floridana* και *E. formosa*. Ακολουθούν τα δείγματα L75, L70, L65 και L60 με τα είδη *R. bisecta*, *R. floridana* και *E. formosa*, το L55 με *R. bisecta*, *R. floridana*, *R. hillae*, *E. formosa* και *D. barbadiensis*. Το δείγμα L54 απαρτίζεται από τα είδη *R. floridana*, *R. hillae*, *E. formosa* και *R. bisecta*, το δείγμα L53 από τα είδη *R. floridana*, *C. floridanus* και *E. formosa*, το δείγμα L52 (31.68 m) από τα είδη *S. predistentus*, *R. bisecta*, *R. floridana*, *E. formosa* και *C. floridanus*. Το δείγμα L51 (32.34 m) αποτελείται από *R. floridana*, *C. floridanus* και *E. formosa*.

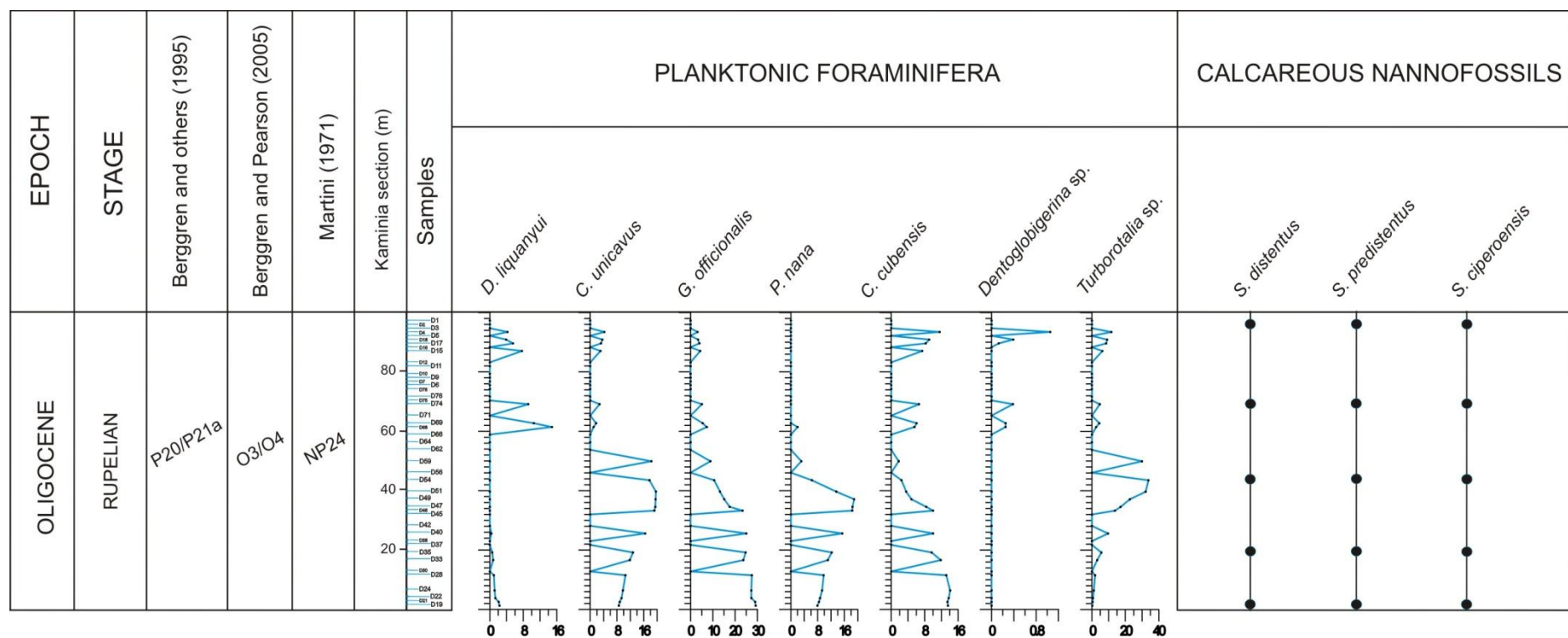
Στη συνέχεια, στο δείγμα L50 της τομής Ηφαιστία παρατηρούνται τα είδη *E. formosa*, *R. floridana*, *R. bisecta* και *S. predistentus*, ενώ στο δείγμα L36 τα είδη *R. floridana* και *E. formosa*. Το L31 (42.9 m) απαρτίζεται από τα είδη *E. formosa*, *R. floridana* και *R. bisecta*, το L28 από τα είδη *R. floridana*, *E. formosa*, *C. floridanus* και *S. distentus*, το L26 από τα είδη *R. bisecta*, *R. floridana*, *E. formosa*, *C. floridanus* και *S. predistentus*. Στο δείγμα L24 εντοπίζονται τα είδη *E. formosa* και *R. floridana*, στο δείγμα L22 τα είδη *R. floridana*, *E. formosa* και *S. predistentus*, στο L20 τα είδη *E. formosa*, *R. floridana*, *R. bisecta*, *S. distentus* και *S. predistentus*. Ακολουθεί το δείγμα L19 με τα είδη *C. floridanus*, *S. distentus* και *S. predistentus*, το δείγμα L15 με

τα είδη *C. floridanus* και *S. predistentus*, το δείγμα L13 (62.3 m) με τα είδη *R. bisecta*, *R. floridana*, *E. formosa*, *S. distentus* και *S. predistentus* και τέλος, το δείγμα L1 στο οποίο εντοπίστηκε *S. ciperoensis*.

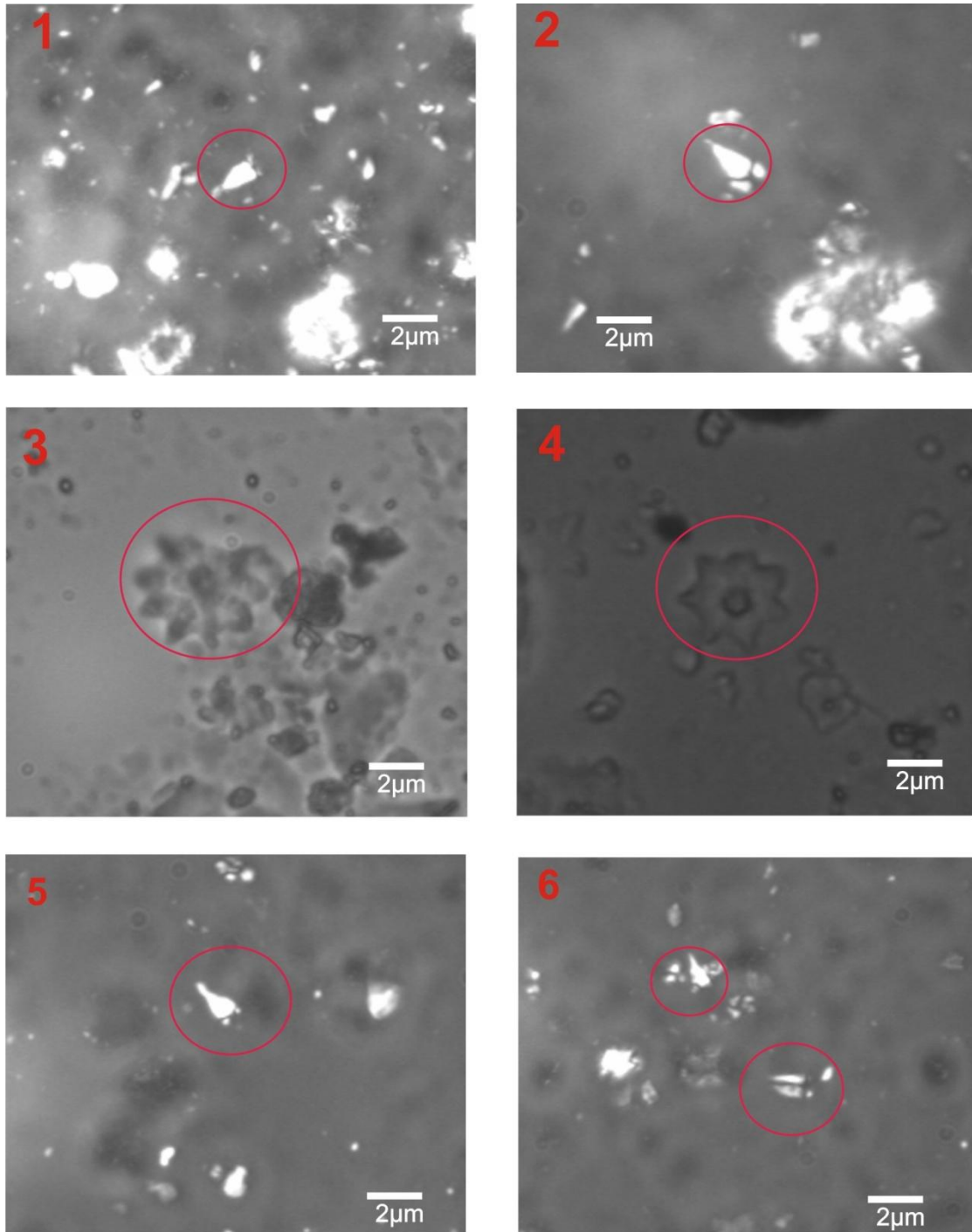
Στην τομή Παναγιά (εικ. 6.2) παρατηρήθηκαν κυρίως τα είδη *Sphenolithus distentus*, *Sphenolithus predistentus* και *Sphenolithus ciperoensis*. Και τα τρία είδη υπήρχαν σε όλα τα δείγματα που μελετήθηκαν (R0.8, R5, R13, R23, R37, R45 και R52). Στην τομή Κάσπακα (εικ. 6.3) εντοπίστηκαν μεταξύ άλλων τα είδη *S. distentus* και *S. ciperoensis*. Πιο συγκεκριμένα, και τα δύο είδη παρατηρήθηκαν στα δείγματα K45, K33, K21 και K3, ενώ μόνο το είδος *S. ciperoensis* εντοπίστηκε στο δείγμα K9. Τέλος, στην τομή Καμίνια (εικ. 6.4) και σε όλο το πάχος της παρατηρήθηκαν, μεταξύ άλλων, τα ίδια είδη με αυτά της τομής Παναγιά (*Sphenolithus distentus*, *Sphenolithus predistentus*, *Sphenolithus ciperoensis*). Τα δείγματα που μελετήθηκαν και εντοπίστηκαν και τα τρία παραπάνω είδη είναι το D19, D35, D54, D74 και D2.



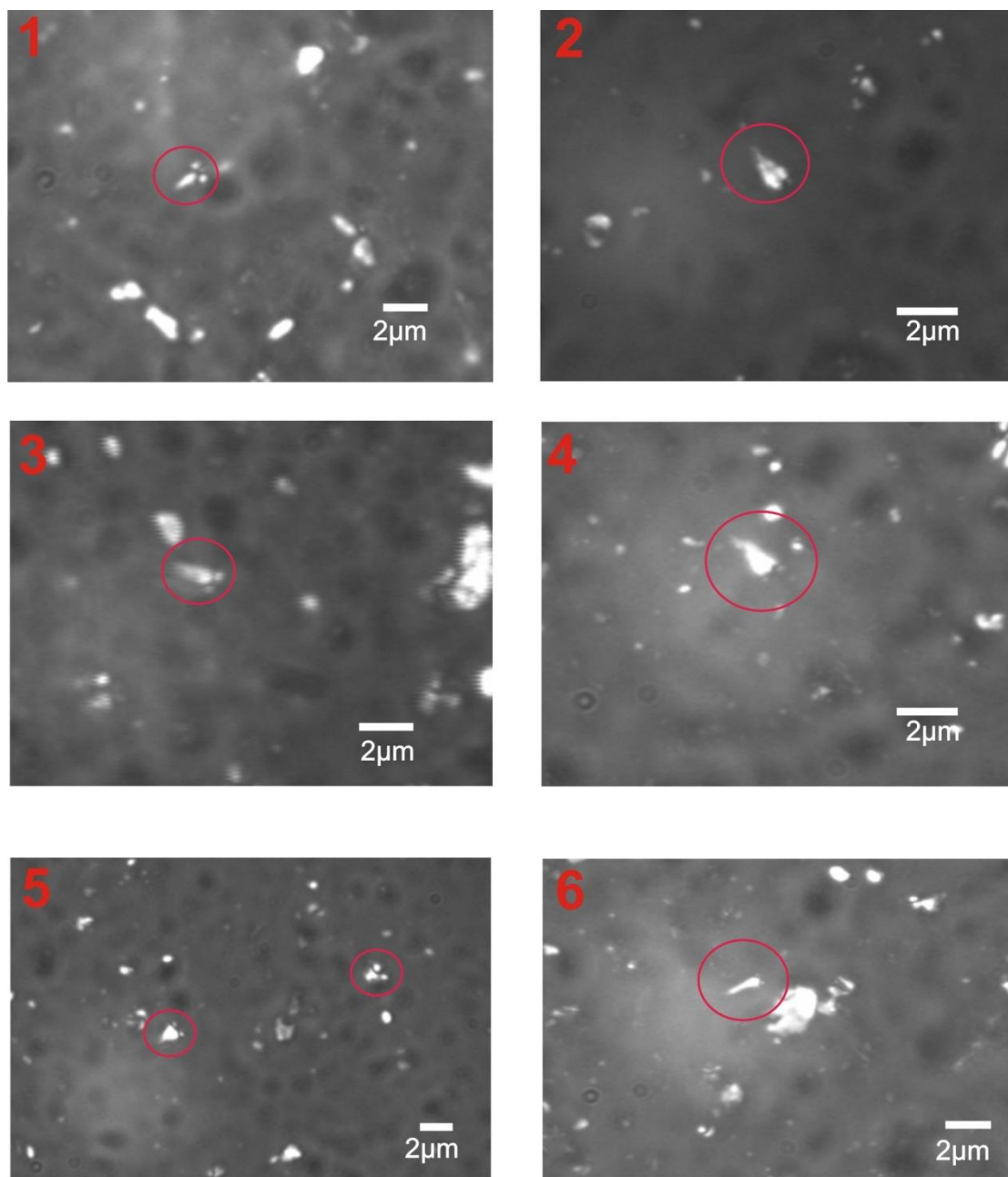
Εικόνα 6.3: Ποιοτική ανάλυση του ασβεστολιθικού ναννοπλαγκτόν της τομής Κάσπακα.



Εικόνα 6.4: Σχετικές αφθονίες (%) των πλαγκτονικών τρηματοφόρων της τομής Καμίνια και αποτελέσματα ποιοτικής ανάλυσης του ασβεστολιθικού ναννοπλαγκτού.



Πίνακας 6.1: **1.** *Sphenolithus predistentus* (Bramlette and Wilcoxon, 1967), tomή Ηφαιστία, δείγμα L28 **2.** *Sphenolithus distentus* (Martini, 1965), tomή Παναγιά, δείγμα R25 **3, 4.** *Discoaster barbadiensis* (Tan, 1927), tomή Ηφαιστία, δείγμα L55 **5.** *Sphenolithus predistentus* (Bramlette and Wilcoxon, 1967), tomή Παναγιά, δείγμα R0.8 **6.** (up) *Sphenolithus predistentus* (Bramlette and Wilcoxon, 1967), (down) *Sphenolithus ciperoensis* (Bramlette and Wilcoxon, 1967), tomή Παναγιά, δείγμα R25.



Πίνακας 6.2: **1.** *Sphenolithus ciperoensis* (Bramlette and Wilcoxon, 1967), τομή Καμίνια, δείγμα D2 **2.** *Sphenolithus predistentus* (Bramlette and Wilcoxon, 1967), τομή Ηφαιστία, δείγμα L13 **3.** *Sphenolithus distentus* (Martini, 1965), τομή Ηφαιστία, δείγμα L13 **4.** *Sphenolithus distentus* (Martini, 1965), τομή Ηφαιστία, δείγμα L19 **5.** (left) *Sphenolithus predistentus* (Bramlette and Wilcoxon, 1967), (right) *Sphenolithus predistentus* (Bramlette and Wilcoxon, 1967), τομή Ηφαιστία, δείγμα L28 **6.** *Sphenolithus distentus* (Martini, 1965), τομή Ηφαιστία, δείγμα L28.

6.3 Αποτελέσματα βενθονικών τρηματοφόρων

6.3.1 Τομή Ηφαιστία (Ifestia section)

Τα γένη των βενθονικών τρηματοφόρων που εντοπίστηκαν στην τομή Ηφαιστία είναι τα εξής: *Lenticulina*, *Cibicides*, *Rosalina*, *Nonion*, *Bolivina*, *Bulimina*, *Nonionella*, *Globocassidulina*, *Bathysiphon*, *Elphidium*, *Gyroidinoides*, *Melonis*, *Pullenia*, *Ammodiscus*, *Globobulimina*, *Uvigerina* καθώς παρατηρήθηκαν και άτομα των οικογενειών *nodosariidae*, *miliolids* καθώς και *agglutinants*. Ομαδοποιήθηκαν με βάση τις οικολογικές τους προτιμήσεις σε επιπανίδα (epifaunals) και ενδοπάνίδα (infaunals). Ανάλογα με το βάθος στο οποίο προτιμά να ζει η επιπανίδα διαχωρίστηκε σε εκείνα που διαβιούν σε ρηχά ύδατα (shelf dwellers) και σε εκείνα που προτιμούν πιο βαθιά νερά (deep water dwellers). Επίσης, διαχωρίστηκαν και με βάση τις προτιμήσεις τους στο οξυγόνο σε οξικά (oxic indicators), μεσοοξικά (dysoxic indicators) και δυσοξικά (suboxic indicators) γένη (βλ. κεφ. 6.2).

Στην κατανομή της ενδοπανίδας (infaunals, εικ. 6.5a) παρατηρείται μεγάλο εύρος τιμών που κυμαίνονται από 5% έως 78.9%. Στα κατώτερα στρώματα της τομής και στα 6.6 m (δείγμα L90) εντοπίζεται το ποσοστό 22.2%. Οι μέγιστες τιμές της ομάδας διαπιστώνονται στα 23.1 m (δείγμα L65) με τιμή 78.9%. Στη συνέχεια παρατηρείται μείωση του ποσοστού με τιμή που δεν ξεπερνά το 25% (δείγμα L50) και μέχρι τα 42.9 m (δείγμα L31) μειώνεται στο 16%. Στο δείγμα L9 (70.06 m) διαπιστώνεται και η ελάχιστη τιμή της ενδοπανίδας (5%). Ακολουθεί η κατανομή των βενθονικών τρηματοφόρων που διαβιούν σε ρηχά νερά (shelf dwellers, υπόμνημα 6.5a) το οποίο κυμαίνεται σε ποσοστά από 2.9% έως 82.4%. Τα γένη αυτά παρουσιάζουν σποραδικές εμφανίσεις στα κατώτερα στρώματα της τομής με ποσοστό που δεν ξεπερνά το 11.1% στο δείγμα L90 (6.6 m) και το 4% στο L31 (42.9 m). Εμφανίζονται ξανά στα ανώτερα τμήματα της τομής με τη μέγιστη τιμή τους στα 54.54 m (δείγμα L17) με ποσοστό 82.4%, στη συνέχεια μειώνονται απότομα στα 58.42 m (δείγμα L15) με τιμή 2.9% και ακολουθούν αυξομειώσεις μέχρι το τέλος της τομής που δεν ξεπερνούν το 29.4% (L5). Όσον αφορά το διάγραμμα των βενθονικών τρηματοφόρων που προτιμούν βαθύτερα ύδατα (deep water dwellers, υπόμνημα 6.5a), στα κατώτερα στρώματα έχει σποραδικές εμφανίσεις με ποσοστό 44.4% στο δείγμα L90, 15.8% στο δείγμα L65, 62.5% στο L50. Έπειτα και προς τα ανώτερα στρώματα της τομής οι αυξομειώσεις συνεχίζονται με μέγιστο ποσοστό το 85% στο δείγμα L9.

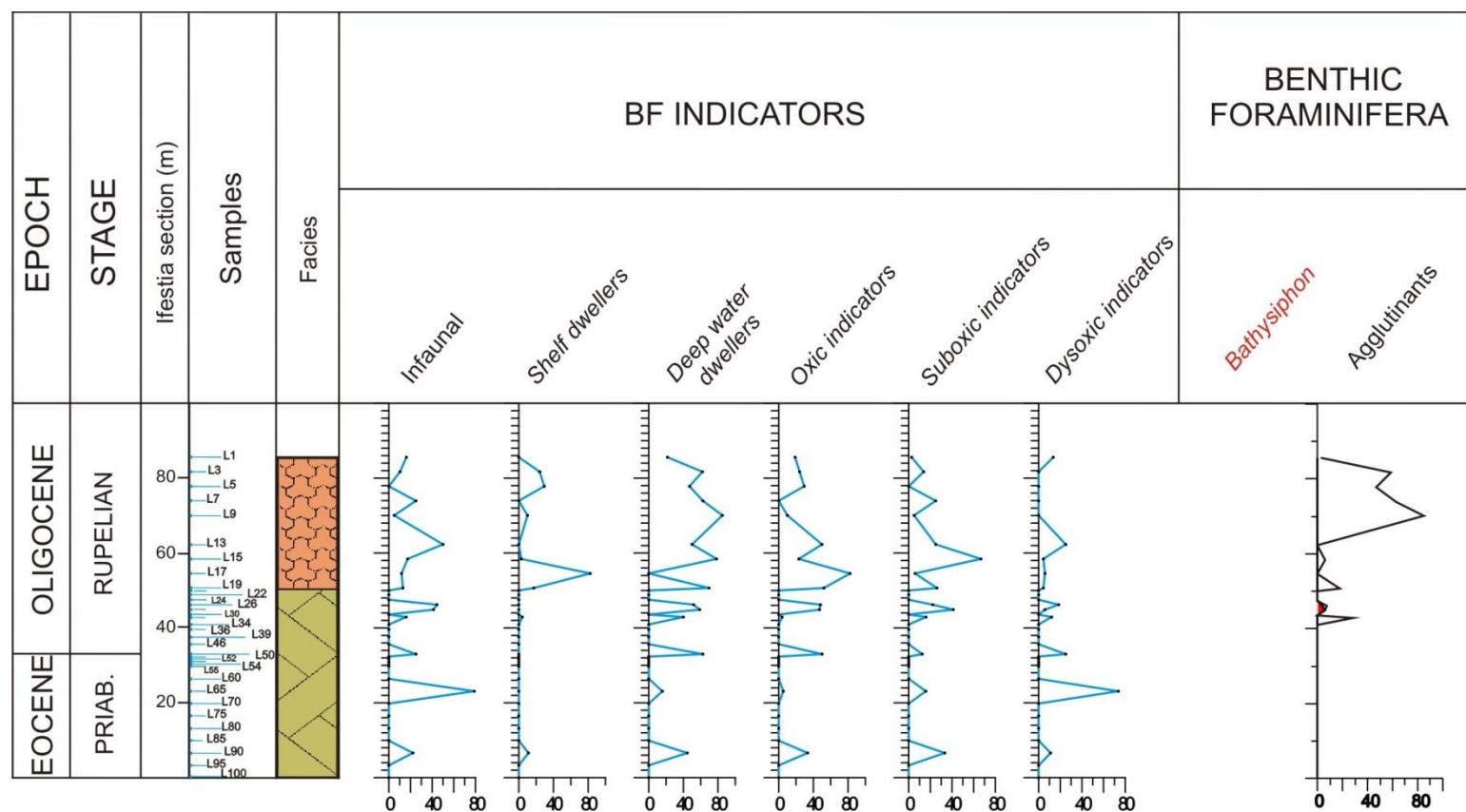
Ακολουθεί το διάγραμμα των βενθονικών τρηματοφόρων που προτιμούν καλά οξυγονωμένα περιβάλλοντα για τη διαβίωσή τους (oxic indicators, εικ. 6.5a) και χαρακτηρίζεται από διακυμάνσεις που περιλαμβάνουν τα μικρότερα ποσοστά του διαγράμματος με τιμές 5.3% (L65) και 4% (L31). Στα ανώτερα στρώματα εντοπίζονται πιο έντονες διακυμάνσεις με μέγιστη τιμή το 82.4% στα 54.54 m (δείγμα L17). Την ίδια περίπου εικόνα παρουσιάζει και το διάγραμμα των μεσοξικών βενθονικών τρηματοφόρων (suboxic indicators, εικ. 6.5a), το οποίο κυμαίνεται και αυτό σε παρόμοια ποσοστά. Στα κατώτερα στρώματα παρατηρούνται μικρής κλίμακας αυξομειώσεις με μέγιστη τιμή το 33.3% στα 6.6 m (δείγμα L90), ενώ στα ανώτερα στρώματα εμφανίζονται μεγαλύτερες διακυμάνσεις με μέγιστο ποσοστό 66.7% στα 58.42 m (δείγμα L15) και ελάχιστο στα 85.58 m (δείγμα L1: 2.7%). Σε αντίθεση με τα ανωτέρω, το διάγραμμα των δυσοξικών βενθονικών τρηματοφόρων (dysoxic indicators, εικ. 6.5a) παρουσιάζει αντίθετη εικόνα. Στα κατώτερα στρώματα της τομής παρουσιάζεται η μέγιστη τιμή του διαγράμματος που φτάνει το 73.7% (L65). Συνεχίζει με ανάλογες αυξομειώσεις μικρότερης όμως κλίμακας στα ανώτερα στρώματα της τομής με την μέγιστη τιμή να εμφανίζεται στο δείγμα L13 (25%) και την ελάχιστη στο L15 και L19 (4.3%).

Ο δείκτης P/B% (εικ. 6.5b) παρουσιάζει και σε αυτή την τομή υψηλές τιμές. Ξεκινάει με ποσοστό 96.4% στα 6.6 m (δείγμα L90) μειώνεται στα 23.1 m (L65: 57.8%) και στη συνέχεια αυξάνεται και πάλι στα 33 m (δείγμα L50) με ποσοστό 97% (μέγιστη τιμή). Έπειτα διαπιστώνονται μικρότερου βαθμού αυξομειώσεις μέχρι την κορυφή της τομής όπου εντοπίζεται και η ελάχιστη τιμή του στο 45.6% (δείγμα L1). Παρόμοια εικόνα παρουσιάζει και το διάγραμμα του δείκτη C/A% (εικ. 6.5b) με ποσοστά που αγγίζουν και το 100% κυρίως στα κατώτερα στρώματα της τομής (δείγματα L90, L65 και L50). Στη συνέχεια και μέχρι το τέλος της τομής παρατηρούνται παρόμοιες αυξομειώσεις με την πιο έντονη να εντοπίζεται στα ανώτερα στρώματα της τομής με μέγιστο ποσοστό το 100% στα δείγματα L17 και L13 και ελάχιστο στο δείγμα L9 με τιμή 15%.

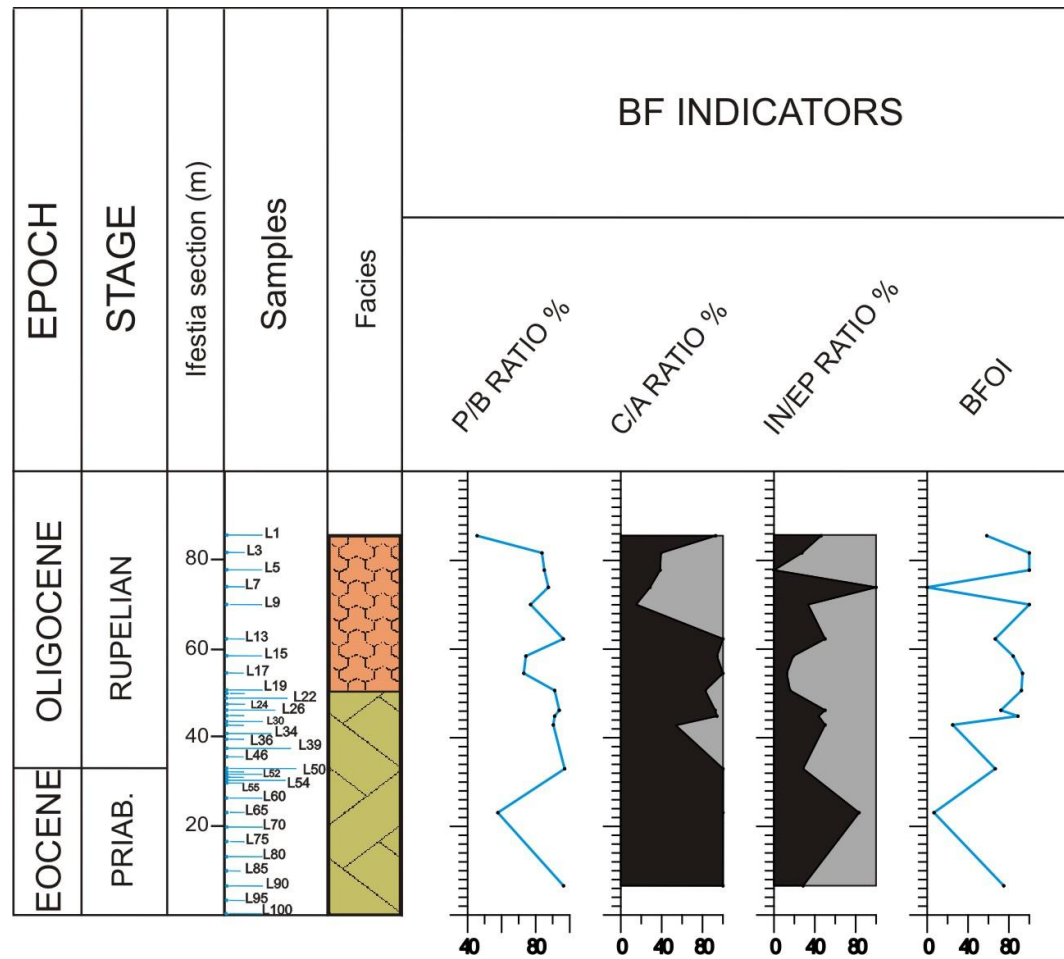
Ο δείκτης In/Er% (εικ. 6.5b) που ακολουθεί, ξεκινάει με ένα σχετικά χαμηλό ποσοστό στα 6.6 m (δείγμα L90: 28.6%). Στη συνέχεια αυξάνεται απότομα στα 23.1 m (L65) με ποσοστό 83.3% και μειώνεται και πάλι απότομα στα 33 m (L50) με ποσοστό 28.6%. Οι έντονες διακυμάνσεις χαρακτηρίζουν και αυτό το διάγραμμα με ποσοστά που κυμαίνονται από το 12.5% (L17) έως και το 100% (L7), ενώ δεν περνά

απαρατήρητη και η μηδενική τιμή στο δείγμα L5. Έπειτα και μέχρι το τέλος της τομής εντοπίζεται μία σταδιακή αύξηση του ποσοστού. Το διάγραμμα του δείκτη BFOI (εικ. 6.5b) ξεκινάει με τιμές έως 75 (L90) στη συνέχεια μειώνεται κατά πολύ στο δείγμα L65 με τιμή 6.7 και αυξάνεται ξανά απότομα στο δείγμα L50 έως 66.7. Συνεχίζει με αυξομειώσεις μέχρι το τέλος της τομής με τιμές που κυμαίνονται από 25 (L31) έως και 100 (L9, L5 και L3), ενώ και σε αυτόν το δείκτη αξίζει να σημειωθεί ότι το δείγμα L7 παρουσιάζει μηδενική τιμή.

Τέλος, ενδιαφέρον παρουσιάζουν οι εμφανίσεις των συμφυρματοπαγών βενθονικών τρηματοφόρων (εικ. 6.5b). Το γένος *Bathysiphon* μελετήθηκε ξεχωριστά από τα υπόλοιπα συμφυρματοπαγή και παρατηρώντας τα αντίστοιχα διαγράμματα διαπιστώθηκε ότι εμφανίζεται μόνο στα δείγματα L28 και L26 με ποσοστά 5.9% και 3.7% αντίστοιχα. Η ομάδα των υπόλοιπων συμφυρματοπαγών βενθονικών τρηματοφόρων εμφανίζεται περίπου από το ίδιο επίπεδο της τομής με αυτό της εμφάνισης του *Bathysiphon*, με τη διαφορά ότι παρουσιάζει αυξομειώσεις μέχρι την κορυφή της τομής. Τα μεγαλύτερα ποσοστά εντοπίζονται στα ανώτερα στρώματα της τομής με μέγιστο αυτών το 85% στο δείγμα L9 (70.06 m).



Εικόνα 6.5(α): Σχετικές αφθονίες (%) των ομάδων των βενθονικών τρηματοφόρων σε συσχέτιση με τις ιζηματογενείς φάσεις όπως προσδιορίζονται στην τομή Ηφαιστία (κατώτερα 50 m φάση λοβών και ανώτερα 35 m φάση καναλιών).



Εικόνα 6.5(b): Κατανομή των δεικτών των βενθονικών τρηματοφόρων, οι σχετικές αφθονίες των βενθονικών τρηματοφόρων σε συσχέτιση με τις ιζηματογενείς φάσεις όπως προσδιορίζονται στην τομή Ηφαιστία (κατώτερα 50 m φάση λοβών και ανώτερα 35 m φάση καναλιών).

6.3.2 Τομή Παναγιά (Panagia section)

Τα γένη των βενθονικών τρηματοφόρων που προσδιορίστηκαν στην τομή Παναγιά είναι τα εξής: *Lenticulina*, *Cibicides*, *Rosalina*, *Nonion*, *Bolivina*, *Bulimina*, *Nonionella*, *Globocassidulina*, *Ammonia*, *Bathysiphon*, *Elphidium*, *Gyroidinoides*, *Siphonina*, *Ammodiscus*, *Chilostomella*, *Globobulimina*, *Uvigerina* καθώς παρατηρήθηκαν και άτομα των οικογενειών *nodosariidae* και *agglutinants*. Και σε αυτή την τομή η ομαδοποίηση των βενθονικών τρηματοφόρων έγινε ακριβώς με τον ίδιο τρόπο όπως και παραπάνω (βλ. τομή Ηφαιστία).

Μελετώντας το διάγραμμα της ενδοπανίδας (εικ. 6.6a) παρατηρούνται αυξομειώσεις όπου στα κατώτερα στρώματα είναι πιο ομαλές και στη συνέχεια και τα ανώτερα στρώματα γίνονται πιο έντονες. Η ελάχιστη τιμή εντοπίζεται στα 11.9 m (δείγμα R17) με τιμή που δεν ξεπερνά το 3.7% ενώ η μέγιστη τιμή του διαπιστώνεται στα 20.9 m (δείγμα R35) με τιμή 61.8%. Παρατηρώντας το διάγραμμα των βενθονικών τρηματοφόρων που διαβιούν σε ρηχά νερά (εικ. 6.6a) διαπιστώνεται ότι υπάρχουν μικρότερες και σποραδικές εμφανίσεις. Η μέγιστη τιμή εντοπίζεται στα 11.9 m (R17) με τιμή 23.5% ενώ η ελάχιστη τιμή εντοπίζεται στα 10.4 m (δείγμα R14) με τιμή που δεν ξεπερνά το 1.3%. Από τα 21.4 m (R36) και μετά τα βενθονικά τρηματοφόρα που απαρτίζουν αυτή την ομάδα απουσιάζουν.

Αντίθετα με τα παραπάνω, το διάγραμμα των βενθονικών τρηματοφόρων που προτιμούν βαθύτερα ύδατα (εικ. 6.6a), εμφανίζει διακυμάνσεις με μεγαλύτερα ποσοστά. Οι μεγαλύτερες τιμές εντοπίζονται στα μεσαία προς ανώτερα στρώματα της τομής με τη μέγιστη τιμή (78.6%) να βρίσκεται στο δείγμα R30 (18.4 m) και την ελάχιστη (23.5%) στο R35 (20.9 m). Το τέλος του διαγράμματος χαρακτηρίζεται από αύξηση του ποσοστού στο 60% (δείγμα R41) και στη συνέχεια πτώση στο 34.8% (δείγμα R45).

Τα υψηλότερα ποσοστά του διαγράμματος των βενθονικών τρηματοφόρων που προτιμούν καλά οξυγονωμένα περιβάλλοντα για τη διαβίωσή τους (εικ. 6.6a) εντοπίζονται στα μεσαία προς ανώτερα στρώματα της τομής. Το διάγραμμα ξεκινά με ποσοστό 41.7% στα 0.45 m (δείγμα R0.8) και ακολουθεί μία μικρή αυξομείωση. Στη συνέχεια, και από τα 10.4 m (R14: 1.3%) ξεκινούν οι πιο έντονες αυξομειώσεις με μέγιστη τιμή στα 18.4 m (R30: 76.8%). Έπειτα μειώνεται και πάλι με τελευταία εμφάνιση στο δείγμα R45 (25.9 m) και τιμή 13%.

Το διάγραμμα των μεσοξικών βενθονικών τρηματοφόρων (εικ. 6.6a) που ακολουθεί χαρακτηρίζεται από της ίδιας κλίμακας ποσοστά με τη διαφορά ότι σε αυτό το διάγραμμα οι έντονες αυξομειώσεις εντοπίζονται στα κατώτερα και στα ανώτερα στρώματα της τομής ενώ τα μεσαία στρώματα χαρακτηρίζονται από πιο ήπιες διακυμάνσεις. Οι μέγιστες τιμές εντοπίζονται στα δείγματα R0 (69.2%), R7 (66.7%) και R45 (78.3%). Ακολουθεί το διάγραμμα των δυσοξικών βενθονικών τρηματοφόρων το οποίο γενικότερα κυμαίνεται σε χαμηλότερα ποσοστά. Οι μέγιστες τιμές εντοπίζονται στα κατώτερα και στα ανώτερα στρώματα της τομής. Πιο συγκεκριμένα η μέγιστη τιμή στα κατώτερα στρώματα εντοπίζεται στα 0.45 m (δείγμα R0.8) με τιμή 41.7%, ενώ στα ανώτερα στρώματα της τομής η μέγιστη τιμή δεν ξεπερνά το 55.9% στα 20.9 m (δείγμα R35) και το 40% στα 23.9 m (R41).

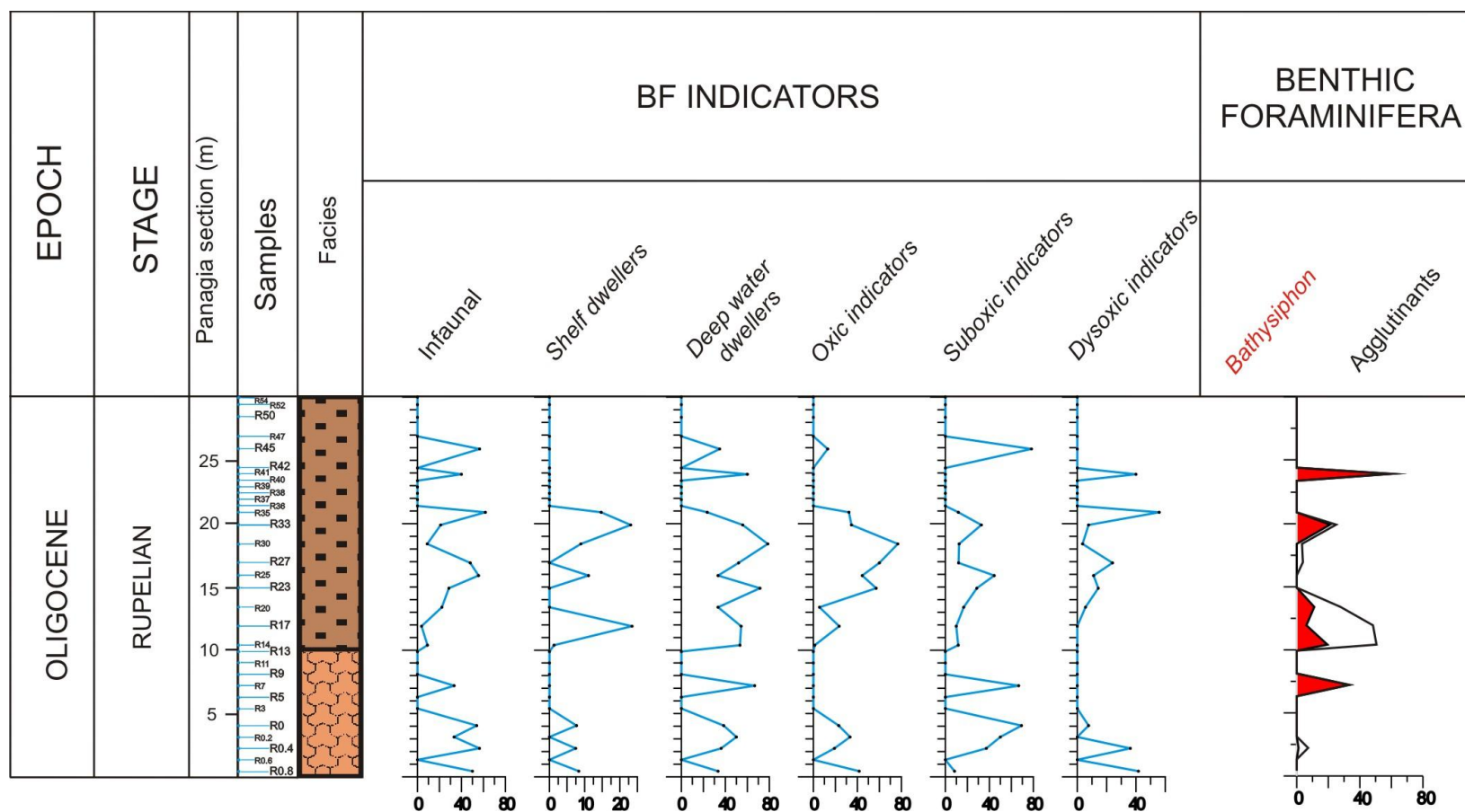
Μελετώντας το διάγραμμα του δείκτη P/B% (εικ. 6.6b) διαπιστώνεται ότι κυμαίνεται σε υψηλά ποσοστά ενώ δεν λείπουν ούτε από εδώ οι αυξομειώσεις οι οποίες όμως κυμαίνονται σε χαμηλότερα επίπεδα. Το διάγραμμα ξεκινά στα 0.45 m (δείγμα R0.8) με τιμή 95.2%. αυξομειώνεται για λίγο μέχρι τα 7.2 m (δείγμα R7) που φτάνει την μέγιστη τιμή του το 98.7%. Στη συνέχεια μειώνεται εκ νέου και έπειτα αυξάνεται και πάλι παραμένοντας σχεδόν σε σταθερά επίπεδα. Στο τέλος του διαγράμματος παρατηρούνται χαμηλότερα ποσοστά με το δείγμα R41 (23.9 m) να φτάνει το 58.3% και το R45 (25.9 m) το 20.7%.

Το διάγραμμα του C/A% (εικ. 6.6b) που ακολουθεί παρουσιάζει παρόμοια εικόνα με το παραπάνω διάγραμμα και κυμαίνεται σε παρόμοια ποσοστά με τη μόνη διαφορά ότι σε αυτό το διάγραμμα οι διακυμάνσεις των ποσοστών είναι πολύ πιο έντονες. Αρκετά είναι τα δείγματα που εμφανίζουν ποσοστό 100% λόγω της απουσίας των συμφυρματοπαγών βενθονικών τρηματοφόρων. Αναλυτικότερα, στα κατώτερα στρώματα της τομής τα ποσοστά είναι υψηλά με μικρού βαθμού διακυμάνσεις μέχρι και το δείγμα R7 (66.7%) όπου αρχίζει και μειώνεται. Στη συνέχεια τα ποσοστά μειώνονται αρκετά με το δείγμα R14 να μην ξεπερνά το 20.4%. Ακολουθεί αύξηση του ποσοστού μέχρι το 100% (δείγμα R23 και R25) έπειτα μία μικρή μείωση μέχρι το δείγμα R33 (75%) και επί τόπου αύξηση στο 100% στο δείγμα R35. Στα ανώτερα στρώματα της τομής μειώνεται απότομα με τιμή 40% στο δείγμα R41 και αυξάνεται και πάλι απότομα με ποσοστό 100% στο R45.

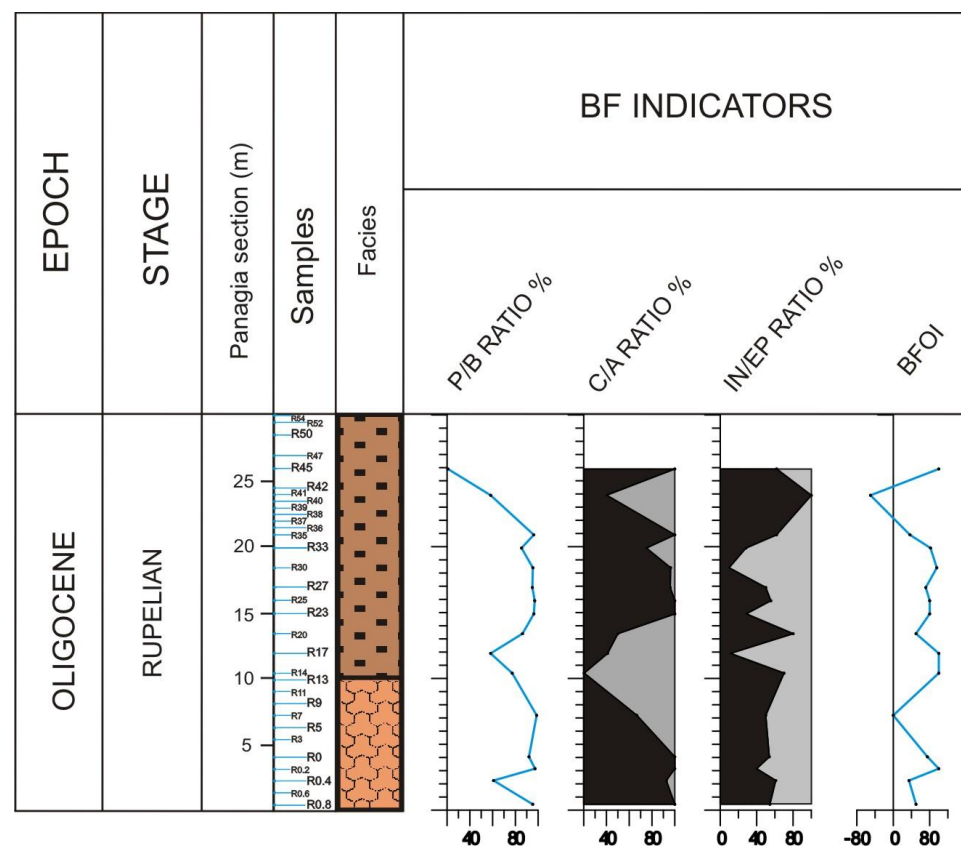
Ακολουθεί ο δείκτης In/Ep% (εικ. 6.6b) το διάγραμμα του οποίου ξεκινάει με το δείγμα R0.8 και ποσοστό 54.5%. Αυξάνεται για λίγο και αμέσως μειώνεται στο 40% (R0.2) για να αυξηθεί και πάλι στο R0 με τιμή 53.8%. Οι αυξομειώσεις συνεχίζονται σε όλο το πάχος της τομής με την ελάχιστη τιμή να εντοπίζεται στο δείγμα R30 με τιμή 9.6% και μέγιστη τιμή 100% στο δείγμα R41 (23.9 m).

Ο δείκτης BFOI (εικ. 6.6b) ξεκινάει με τιμή έως 50 στο δείγμα R0.8. Μειώνεται και στη συνέχεια αυξάνεται μέχρι το δείγμα R0.2 που φτάνει το 100. Έπειτα μειώνεται και πάλι έως ότου μηδενιστεί (R7) και αυξάνεται και πάλι στο δείγμα R14 και R17 όπου φτάνει το 100. Ακολουθούν συνεχείς αυξομειώσεις με την ελάχιστη τιμή του δείκτη αυτού να εντοπίζεται στο δείγμα R35 (36.7). Χαρακτηριστική είναι η αρνητική τιμή που εντοπίζεται στο δείγμα R41 (-50), ενώ στο R45 αυξάνεται και πάλι αγγίζοντας το 100.

Τέλος, ενδιαφέρον παρουσιάζουν και σε αυτή την τομή, τα διαγράμματα του γένους *Bathysiphon* και του συνόλου των υπόλοιπων συμφυρματοπαγών βενθονικών τρηματοφόρων (εικ. 6.6b). Τόσο το γένος *Bathysiphon* όσο και η υπόλοιπη ομάδα των συμφυρματοπαγών βενθονικών τρηματοφόρων εμφανίζονται σχεδόν σε όλο το πάχος της τομής. Χαρακτηριστική είναι η μέγιστη τιμή του *Bathysiphon* που εντοπίζεται στα ανώτερα στρώματα της τομής, στα 23.9 m (R41) με ποσοστό 60%, ενώ η μέγιστη τιμή της ομάδας των συμφυρματοπαγών παρατηρείται στα μεσαία περίπου στρώματα της τομής στα 11.9 m (δείγμα R17) με τιμή 42%.



Εικόνα 6.6(α): Σχετικές αφθονίες (%) των ομάδων των βενθονικών τρηματοφόρων σε συσχέτιση με τις ιζηματογενείς φάσεις όπως προσδιορίζονται στην τομή Παναγιά (κατώτερα 10 m φάση καναλιών και ανώτερα 20 m φάση καναλιών με κροκαλοπαγές).



Εικόνα 6.6(b): Κατανομή των δεικτών των βενθονικών τρηματοφόρων, οι σχετικές αφθονίες των βενθονικών τρηματοφόρων σε συσχέτιση με τις ιζηματογενείς φάσεις όπως προσδιορίζονται στην τομή Παναγιά (κατώτερα 10 m φάση καναλιών και ανώτερα 20 m φάση καναλιών με κροκαλοπαγές).

6.3.3 Τομή Κάσπακα (Kaspaka section)

Η τομή Κάσπακα δεν περιείχε καθόλου τρηματοφόρα, πλαγκτονικά και βενθονικά. Παρατηρήθηκε μόνο ασβεστολιθικό ναννοπλαγκτόν.

6.3.4 Τομή Καμίνια (Kaminia section)

Τα γένη των βενθονικών τρηματοφόρων που εντοπίστηκαν στην τομή Καμίνια είναι τα εξής: *Lenticulina*, *Cibicides*, *Rosalina*, *Nonion*, *Bolivina*, *Bulimina*, *Nonionella*, *Cassidulina*, *Globocassidulina*, *Elphidium*, *Discorbis*, *Uvigerina* καθώς παρατηρήθηκαν και άτομα της οικογένειας *Nodosariidae*. Και σε αυτή την τομή η ομαδοποίηση των βενθονικών τρηματοφόρων έγινε ακριβώς με τον ίδιο τρόπο όπως και παραπάνω (βλ. τομή Ηφαιστία).

Παρατηρώντας το διάγραμμα της ενδοπανίδας (εικ. 6.7a) εντοπίζονται αρκετές αυξομειώσεις σε όλη την έκτασή του. Στα κατώτερα τμήματα της τομής η μεγαλύτερη τιμή διαπιστώνεται στο δείγμα D40 (25.6 m) με τιμή 46.2% και ελάχιστη στο D28 με τιμή 23.9%. Στα μεσαία στρώματα της τομής οι διακυμάνσεις είναι πιο έντονες με μέγιστη τιμή 75% (D59) και ελάχιστη τιμή 18.8% (D49). Οι αυξομειώσεις συνεχίζονται και στα ανώτερα στρώματα σε μικρότερο όμως βαθμό με μέγιστη τιμή 40.2% (D68) και ελάχιστη τιμή 25.4% (D17).

Μελετώντας το διάγραμμα των βενθονικών τρηματοφόρων που διαβιούν σε ρηχά νερά (εικ. 6.7a) παρατηρείται ότι τα ποσοστά κυμαίνονται σε πολύ χαμηλές τιμές με μέγιστη αυτών στο 4.7% στα 93.44 m (δείγμα D4). Στο κατώτερο μέρος του διαγράμματος εντοπίζονται πολύ μικρές αυξομειώσεις με το μεγαλύτερο ποσοστό να μην ξεπερνά το 3.6% στα 43.52 m (δείγμα D54), ενώ η δεύτερη μεγαλύτερη τιμή εντοπίζεται στα 3.84 m (δείγμα D22) και δεν ξεπερνά το 3.4%. Αντίθετα στο διάγραμμα των βενθονικών τρηματοφόρων που προτιμούν βαθύτερα ύδατα (υπόμνημα 6.7a), ανιχνεύονται πιο έντονες αυξομειώσεις που κυμαίνονται σε αρκετά μεγαλύτερα ποσοστά. Οι σχετικές αφθονίες στο δείγμα D19 ανέρχονται σε ποσοστό 67.7% και στη συνέχεια μειώνονται σταδιακά μέχρι το δείγμα D47 με ποσοστό 36.7%. Οι μέγιστες τιμές εντοπίζονται στο δείγμα D17 και D18 με ποσοστά 74.6% και 72.8%

Παρατηρώντας το διάγραμμα των βενθονικών τρηματοφόρων που προτιμούν καλά οξυγονωμένα περιβάλλοντα για τη διαβίωσή τους (εικ. 6.7a), διαπιστώνεται ότι οι

σχετικές αφθονίες κυμαίνονται σε αρκετά υψηλά επίπεδα. Αρχικά τα ποσοστά δεν ξεπερνούν τα 67.8% (δείγμα D22). Η μέγιστη τιμή του διαγράμματος εντοπίζεται στα 90.88 m (δείγμα D18) με ποσοστό 76.9%. Ακολουθούν τα διαγράμματα των μεσοξικών και δυσοξικών βενθονικών τρηματοφόρων (εικ. 6.7a) που παρουσιάζουν τις ίδιες περίπου αυξομειώσεις και στα ίδια σημεία-δείγματα με αυτές των οξικών αλλά κυμαίνονται σε πολύ μικρότερα ποσοστά. Στο διάγραμμα των μεσοξικών βενθονικών τρηματοφόρων τα ποσοστά δεν ξεπερνούν το 31.3% στο δείγμα D59, ενώ στο διάγραμμα των δυσοξικών βενθονικών τρηματοφόρων η μεγαλύτερη τιμή εντοπίζεται στα 39.68 m (δείγμα D51) αλλά δεν ξεπερνά το 44.4%.

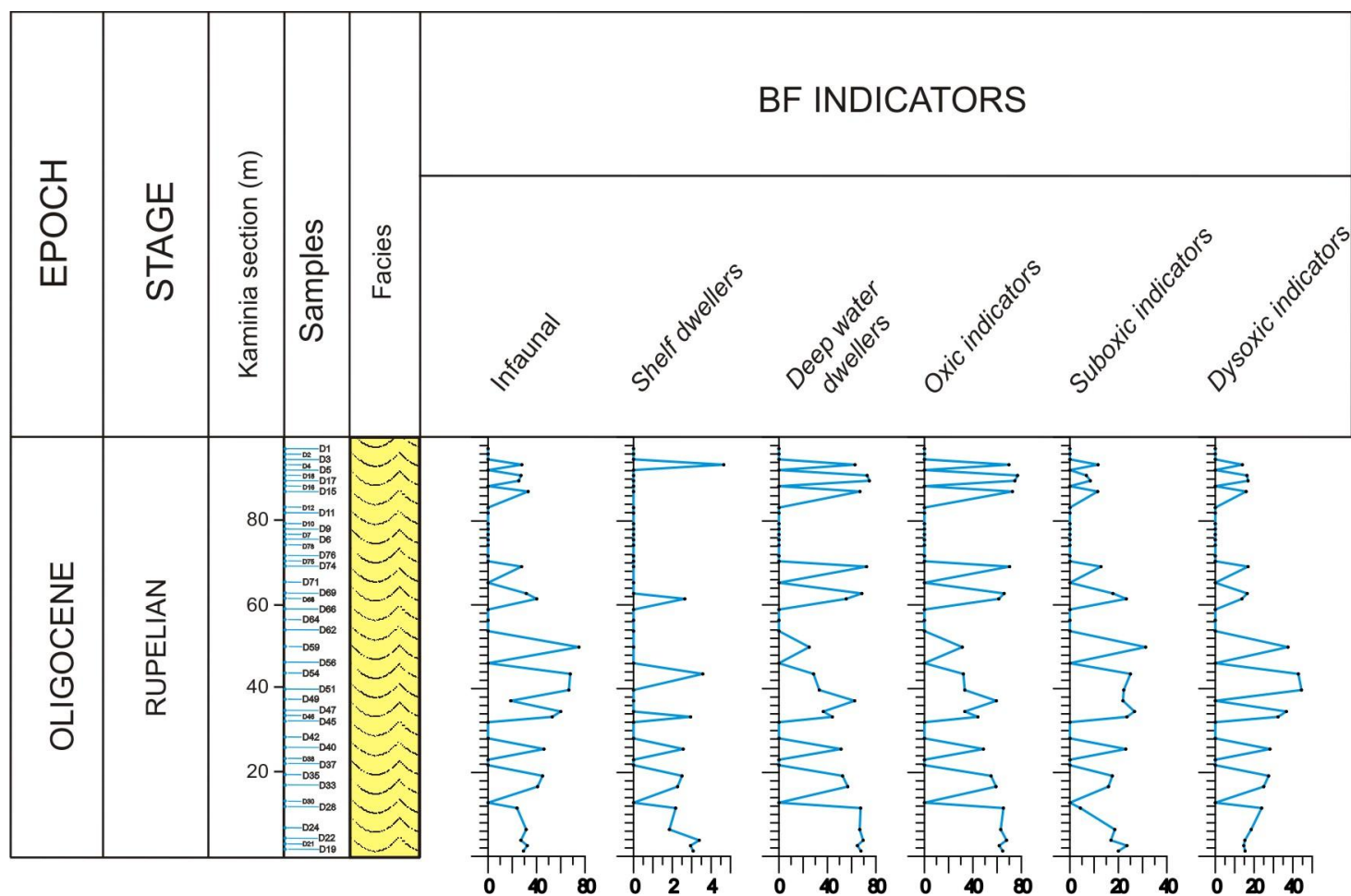
Μελετώντας το διάγραμμα του δείκτη P/B% (εικ. 6.7b) διαπιστώνεται ότι κυμαίνεται σε πολύ υψηλά ποσοστά. Χαρακτηριστικές είναι και εδώ οι έντονες διακυμάνσεις. Ξεκινώντας από την αρχή του διαγράμματος παρατηρείται μία σχεδόν σταθεροποίηση του δείκτη με τιμή που δεν ξεπερνά το 89% (δείγμα D28). Στη συνέχεια εντοπίζεται μία μικρή αύξηση με ποσοστό που φτάνει το 93.3% στο δείγμα D49, και στη συνέχεια μία εξίσου μικρή μείωση με ποσοστό που αγγίζει το 90.4% στο δείγμα D51 (39.68 m). Έπειτα, σημειώνεται μία μικρή σχεδόν σταθεροποίηση του δείκτη η οποία ακολουθείται από πτώση του δείκτη στο 52.4% (D68) και μία σταδιακή αύξηση μέχρι τα 87.04 m (δείγμα D15) όπου μειώνεται ξανά (59.8%) για να αυξηθεί στο D17 με ποσοστό 63.4% και να μειωθεί σταδιακά και μέχρι το τέλος της τομής σε τιμές ~60%.

Ενδιαφέρον παρουσιάζει το διάγραμμα του C/A% (εικ. 6.7b) καθώς σε όλα τα δείγματα στα οποία έχουν εντοπιστεί τρηματοφόρα εμφανίζει ποσοστό 100%, καθώς δεν παρατηρούνται καθόλου συμφυρματοπαγή βενθονικά τρηματοφόρα παρά μόνο ασβεστολιθικά.

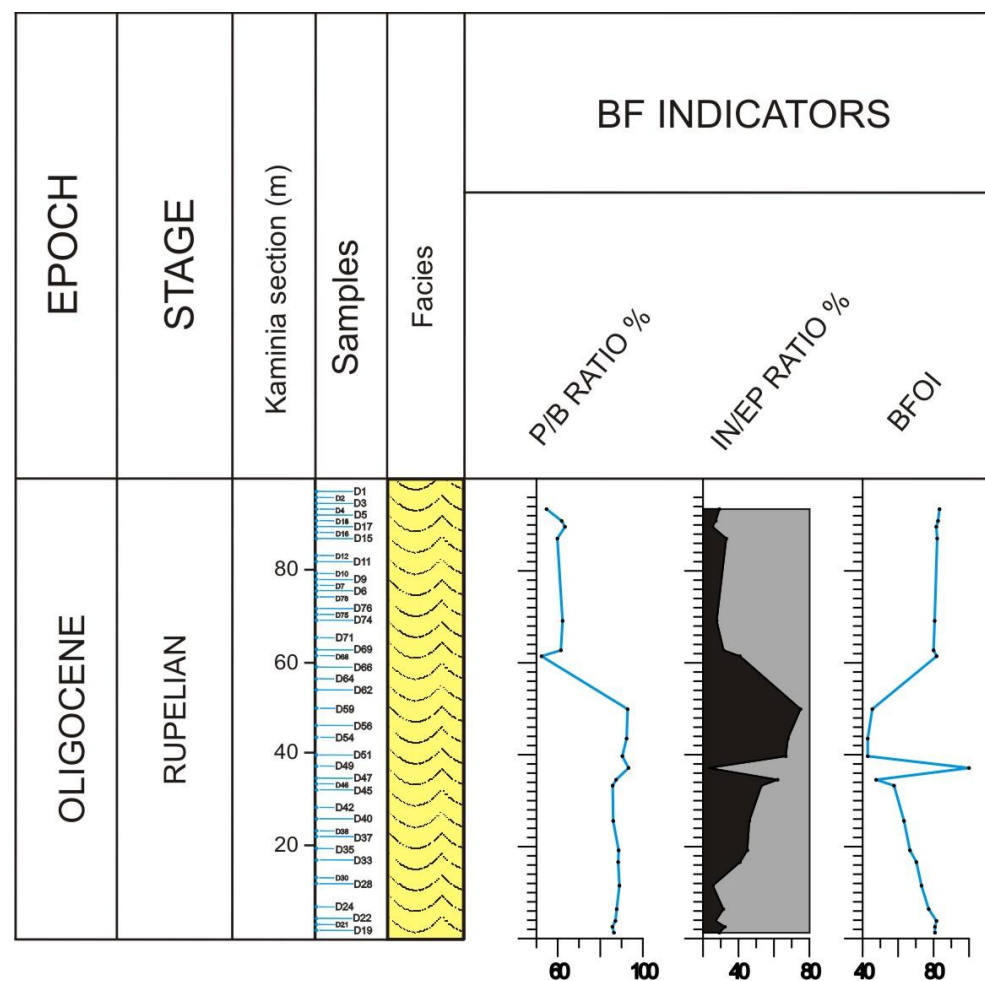
Ο δείκτης In/Ep% (εικ. 6.7b) χαρακτηρίζεται και αυτός από αυξομειώσεις. Στην αρχή του διαγράμματος παρατηρούνται χαμηλά ποσοστά που δεν ξεπερνούν το 32.4% (D21). Στη συνέχεια, και από τα 16.64 m (δείγμα D33) διαπιστώνεται σταδιακή αύξηση των τιμών μέχρι και τα 37.12 m (δείγμα D49) όπου ξαφνικά μειώνεται (23.1%). Έπειτα αυξάνεται και πάλι με μέγιστη τιμή το 75% στα 49.92 m (δείγμα D59). Ακολουθεί σταδιακή μείωση του δείκτη μέχρι το τέλος του διαγράμματος.

Τέλος, ακολουθεί ο δείκτης BFOI (εικ. 6.7b) ο οποίος ξεκινάει με τιμή έως 80.8 (D19). Κυμαίνεται σχεδόν σε σταθερά επίπεδα με μικρού βαθμού αυξομειώσεις μέχρι το δείγμα D49% όπου αγγίζει το 100. Μειώνεται απότομα στο 42.9 (D51 και D54)

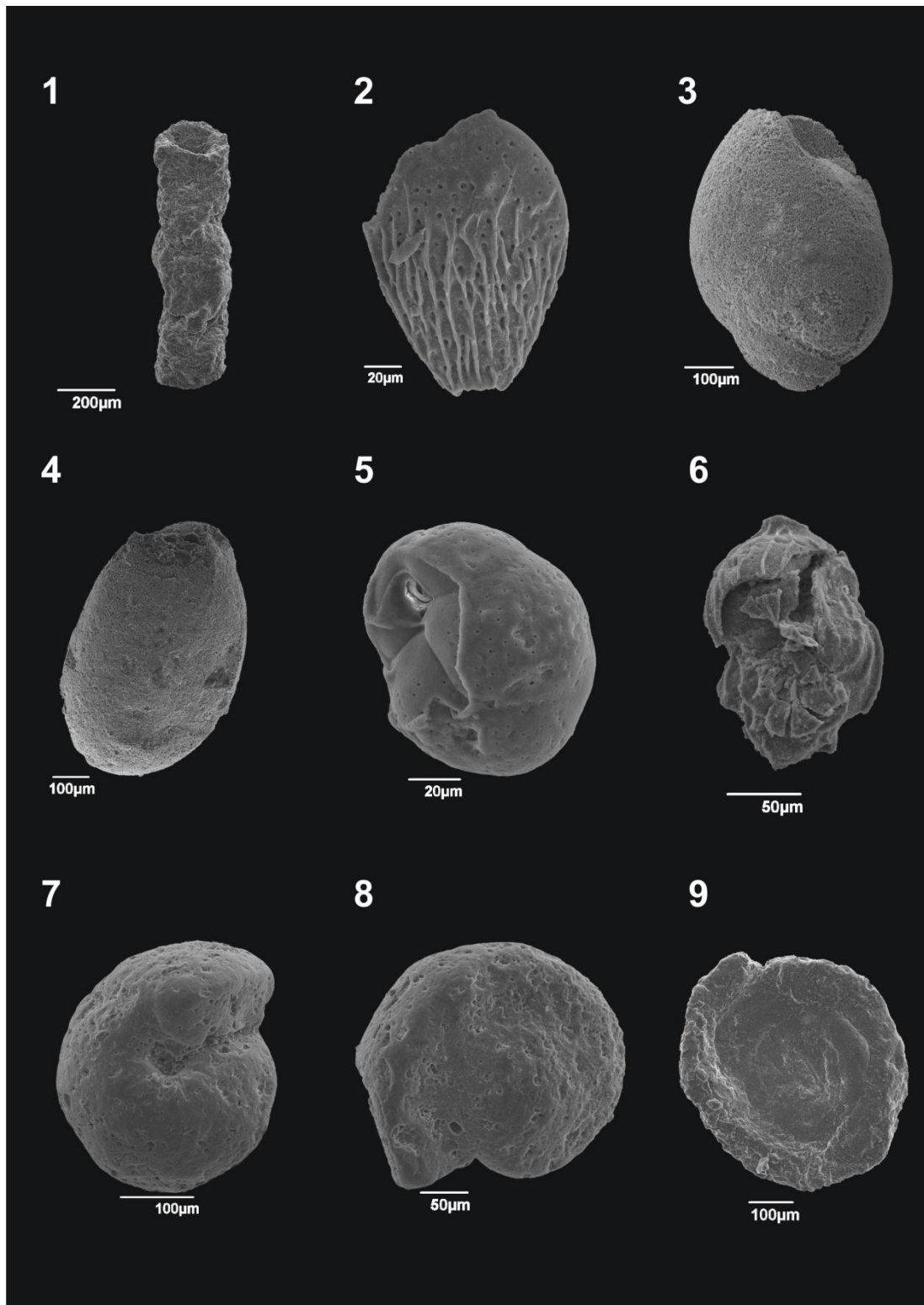
και στη συνέχεια αυξάνεται και μέχρι το τέλος της τομής αυξομειώνεται και πάλι με τιμές που κυμαίνονται από 80 (D69) έως 83.3 (D4), ενώ και αυτός ο δείκτης κατά τόπου μηδενίζει λόγω απουσίας τρηματοφόρων.



Εικόνα 6.7(α): Σχετικές αφθονίες (%) των ομάδων των βενθονικών τρηματοφόρων σε συσχέτιση με τις ιζηματογενείς φάσεις όπως προσδιορίζονται στην τομή Καμίνια (φάση υφαλοκρηπίδας).



Εικόνα 6.7(b): Κατανομή των δεικτών των βενθονικών τρηματοφόρων σε συσχέτιση με τις ιζηματογενείς φάσεις όπως προσδιορίζονται στην τομή Καμίνια (φάση υφαλοκρηπίδας



Πίνακας 6.3: 1. *Bathysiphon*, τομή Παναγιά, δείγμα R14, 2. *Bolivina*, τομή Καμίνια, δείγμα D68, 3. *Globobulimina*, τομή Παναγιά, δείγμα R0.4, 4. *Chilostomella*, τομή Παναγιά, δείγμα R0.4, 5. *Globocassidulina*, τομή Καμίνια, δείγμα D49, 6. *Uvigerina*, τομή Καμίνια, δείγμα D4, 7, 8. *Gyroidinoides*, τομή Παναγιά, δείγμα R30, 9. *Ammodiscus*, τομή Παναγιά, δείγμα R17.

7. Συζήτηση

7.1 Βιοστρωματογραφία - Χρονοστρωματογραφία

Η ανάλυση τόσο των πλαγκτονικών τρηματοφόρων όσο και τον ναννοαπολιθωμάτων οδήγησε στον προσδιορισμό της ηλικίας στην περιοχή της Λήμνου. Πιο συγκεκριμένα, η Λήμνος καλύπτει το χρονοστρωματογραφικό εύρος από ανώτερο Ηώκαινο (Πριαμπόνιο) [36.2 -34.4 Ma] έως κατώτερο Ολιγόκαινο (Ρουπέλιο) [27.2-30.0 Ma]. Η μελέτη του ορίου Ηωκαίνου-Ολιγοκαίνου παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον καθώς από τα μέχρι σήμερα στοιχεία της διεθνούς βιβλιογραφίας χαρακτηρίζεται από μείωση της θερμοκρασίας των υδάτων, της αλατότητας, της παροχής θρεπτικών συστατικών και του επιπέδου οξυγόνωσης. Η λεπτομερής μελέτη των παλαιοωκεανογραφικών συνθηκών σε μια συνεχή ακολουθία που περιλαμβάνει το όριο Ηωκαίνου-Ολιγοκαίνου αποτελεί καινοτόμο στοιχείο για την παρούσα διατριβή.

Το ανώτερο Ηώκαινο (Πριαμπόνιο) ταυτοποιείται (Πίνακας 1.1) κυρίως από την παρουσία των πλαγκτονικών τρηματοφόρων *Globigerinatheka index* (τελευταία εμφάνιση στη κορυφή της βιοζώνης E15), *Turborotalia cerroazulensis* (τελευταία εμφάνιση στη κορυφή της βιοζώνης E16), *H. alabamensis* (τελευταία εμφάνιση στη κορυφή της βιοζώνης E16) [π.χ. Wade et al., 2011] και των ναννοαπολιθωμάτων *Ismolithus recurvus* (πρώτη εμφάνιση στη βάση της βιοζώνης NP 19/20), *C. subdistichus* (πρώτη εμφάνιση μέσα στην NP 19/20), *D. saipanensis* (τελευταία εμφάνιση στη κορυφή της βιοζώνης NP 19/20), *D. barbadiensis* (τελευταία εμφάνιση στη κορυφή της βιοζώνης NP 19/20) [π.χ. Martini et al., 1971].

Το όριο Ηωκαίνου / Ολιγοκαίνου χαρακτηρίζεται κυρίως από την εξαφάνιση των πλαγκτονικών τρηματοφόρων *T. cerroazulensis*, *Hantkenina alabamensis* (π.χ. Wade et al., 2011) και την εμφάνιση του ναννοαπολιθώματος *Ilseilithina fusa* [π.χ. Martini et al., 1971]. Το κατώτερο Ολιγόκαινο (Ρουπέλιο) ταυτοποιείται κυρίως από την παρουσία των *R. umbilicus* (τελευταία εμφάνιση στην NP 22), *Clausicoccus subdistichus* (τελευταία εμφάνιση στην NP 22), *Cyclicargolithus abisectus* (πρώτη εμφάνιση μέσα στην NP 23), *Helicosphaera recta* (πρώτη εμφάνιση στη βάση της NP 24), *Sphenolithus distentus* (NP 23 - NP 24), *S. predistentus* (τελευταία εμφάνιση στη βάση της NP 25), *S. ciperoensis* (NP 24 – NP 25) [π.χ. Martini et al., 1971]. Όσον αφορά τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα, η τελευταία εμφάνιση της *T. ampliapertura* οριοθετεί τις βιοζώνες O2 / O3 (Ρουπέλιο), η πρώτη εμφάνιση της *Globigerina*

angulisuturalis οριοθετεί τις βιοζώνες O3 / O4 (Ρουπέλιο), ενώ η εξαφάνιση της *Chiloguembelina cubensis* δίνει το όριο κατώτερου / ανώτερου Ολιγοκαίνου (Ρουπέλιο/ Σάττιο, O4 / O5) [π.χ. Wade et al., 2011].

7.1.1 Τομή Ηφαιστία

Σύμφωνα με τα παραπάνω, στη βάση της τομής Ηφαιστία (L100 - L55, εικ. 6.1), αναγνωρίστηκαν τα είδη *C. unicavus*, *G. officionalis* αλλά και τα *Dentoglobigerina* sp., *Turborotalia* sp. και *C. cubensis* (πιν. 7.1; 7.2), όπου σε συνδυασμό με την παρουσία κυρίως του ναννοπλαγκτού *R. bisecta*, *R. hillae*, *R. floridana*, *D. barbadiensis* υποδηλώνουν ότι αυτό το τμήμα της τομής ανήκει στη βιοζώνη E15-E16 ή NP19/NP20 (36.2-34.4 Ma). Δεν βρέθηκε κάποιος βιοστρωματογραφικός δείκτης πλαγκτονικών τρηματοφόρων που να μπορεί να επιτρέψει τον περαιτέρω διαχωρισμό των βιοζωνών E15 και E16. Στη συνέχεια το μεσαίο τμήμα της τομής (L54 - L32) χαρακτηρίζεται από την παρουσία των πλαγκτονικών τρηματοφόρων *C. unicavus*, *G. officionalis*, *D. liqianyu*, *C. cubensis*, *Dentoglobigerina* sp., *Turborotalia* sp. και *T. cerroazulensis*. Ωστόσο η παρουσία των *R. bisecta*, *R. floridana*, *E. formosa*, *C. floridanus*, *S. predistentus* και η ταυτόχρονη απουσία του *D. barbadiensis* (πιν. 7.1; 7.2) υποδεικνύουν τη βιοζώνη E16-O1 ή NP21/NP22 (όριο Ηωκαίνου/Ολιγοκαίνου). Ενδιαφέρον παρουσιάζει το πλαγκτονικό τρηματοφόρο *T. cerroazulensis* το οποίο χρησιμοποιείται ως βιοστρωματογραφικός δείκτης για το όριο Ηωκαίνου / Ολιγοκαίνου (βιοζώνη E16, 33.9 Ma) και το οποίο εντοπίζεται στο δείγμα L50 της τομής αυτής επιτρέποντας έτσι τη σαφή τοποθέτηση του ορίου στην τομή Ηφαιστία. Στο ανώτερο τμήμα της τομής (L30 - L3) αναγνωρίστηκαν τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα *C. unicavus*, *G. officionalis*, *D. liqianyu*, *C. cubensis*, *Dentoglobigerina* sp., *Turborotalia* sp., *P. nana* όπου σε συνδυασμό με τα ναννοαπολιθώματα *R. bisecta*, *R. floridana*, *E. formosa*, *C. floridanus*, *S. predistentus*, *S. distentus* (πιν. 7.1; 7.2), ταυτοποιούν τη βιοζώνη NP23 ή O1-O3 (κατώτερο Ολιγόκαινο, 32.5-30.0 Ma). Δεν βρέθηκε κάποιος βιοστρωματογραφικός δείκτης πλαγκτονικών τρηματοφόρων που να μπορεί να επιτρέψει τον περαιτέρω διαχωρισμό των βιοζωνών O1 έως O3. Τέλος, η παρουσία κυρίως του *S. ciperoensis* στην κορυφή της τομής (L1) πιστοποιεί την παρουσία της βιοζώνης NP24 (κατώτερο Ολιγόκαινο).

7.1.2 Τομή Παναγιά

Στην τομή Παναγιά (εικ. 6.2) αναγνωρίστηκαν τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα *C. unicavus*, *G. officionalis*, *D. liqianyui*, *C. cubensis*, *Dentoglobigerina* sp. *Turborotalia* sp. και *P. nana* καθώς και τα ναννοαπολιθώματα *S. predistentus*, *S. distentus* και *S. ciperoensis*. Με το συνδυασμό των παραπάνω απολιθωμάτων η τομή Παναγιά τοποθετείται χρονικά στη βιοζώνη NP24 ή O3-O4 (κατώτερο Ολιγόκαινο, 30.0-27.3 Ma). Δεν βρέθηκε κάποιος βιοστρωματογραφικός δείκτης πλαγκτονικών τρηματοφόρων που να μπορεί να επιτρέψει τον περαιτέρω διαχωρισμό των βιοζωνών O3 και O4.

7.1.3 Τομή Κάσπακα

Η τομή Κάσπακα (εικ. 6.3) χαρακτηρίζεται από απουσία πλαγκτονικών τρηματοφόρων. Η ηλικία της τομής αυτής δόθηκε μόνο με την αναγνώριση του ναννοπλαγκτού. Τα είδη που αναγνωρίστηκαν είναι τα *S. predistentus*, *S. distentus* και *S. ciperoensis* (πιν. 7.1; 7.2) τα οποία υποδηλώνουν τη βιοζώνη NP24 (κατώτερο Ολιγόκαινο, 30.0-27.3 Ma).

7.1.4 Τομή Καμίνια

Στην τομή Καμίνια (εικ. 6.4) αναγνωρίστηκαν τα είδη *C. unicavus*, *G. officionalis*, *D. liqianyui*, *C. cubensis*, *Dentoglobigerina* sp., *Turborotalia* sp., *P. nana* και το ναννοπλαγκτόν *S. predistentus*, *S. distentus*, *S. ciperoensis*, επιβεβαιώνοντας και εδώ τη βιοζώνη NP24 ή O3-O4 (κατώτερο Ολιγόκαινο, 30.0-27.3 Ma). Δεν βρέθηκε κάποιος βιοστρωματογραφικός δείκτης πλαγκτονικών τρηματοφόρων που να μπορεί να επιτρέψει τον περαιτέρω διαχωρισμό των βιοζωνών O3 και O4. Το γεγονός ότι η *C. cubensis* υπάρχει σε όλες τις τομές που μελετήθηκαν οδηγεί στο συμπέρασμα ότι δεν υπάρχει υλικό νεότερο του Ρουπελίου και επομένως δεν εντοπίζεται το όριο Ρουπελίου / Σαττίου (O4 / O5).

7.2 Εκτίμηση της παλαιοβαθυμετρίας

Η εκτίμηση της παλαιοβαθυμετρίας είναι ιδιαίτερα σημαντικής σημασίας για την αναπαράσταση του παλαιοπεριβάλλοντος απόθεσης και κατά συνέπεια των γεωλογικών και παλαιοωκεανογραφικών διαδικασιών (Zivkovic and Babi, 2003). Η δομή των μικροπαλιοντολογικών συναθροίσεων στα θαλάσσια περιβάλλοντα χρησιμοποιείται ευρέως για την εκτίμηση της παλαιοβαθυμετρίας με την αναλογία πλαγκτονικών/βενθονικών τρηματοφόρων (δείκτης P/B%) να αποτελεί έναν από τους πρώτους δείκτες που χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό του παλαιοβάθους (π.χ. van der Zwaan et al., 1990, 1999; Alegret et al., 2008; Fenner et al., 2012).

Πολλές μελέτες έχουν επιβεβαιώσει τη θετική συσχέτιση μεταξύ του ποσοστού των πλαγκτονικών τρηματοφόρων και του βάθους των θαλάσσιων λεκανών ωστόσο, σε κάθε περίπτωση οι τοπικές συνθήκες (κυκλοφορία του νερού, στρωμάτωση της υδάτινης στήλης, ανάβλυση των υδάτων, κατανομή των υδάτινων μαζών, κ.α.) επηρεάζουν κατά πολύ το ποσοστό παραγωγής κελυφών, είτε πλαγκτονικών, είτε βενθονικών τρηματοφόρων και κατ' επέκταση το δείκτη P/B% (π.χ. Gibson, 1988; van der Zwaan et al., 1990; Nigam & Henriques, 1992). Από την άλλη πλευρά, είναι γνωστό και ευρέως αποδεκτό, ότι η συσχέτιση μεταξύ του ποσοστού των πλαγκτονικών τρηματοφόρων και του βάθους αντανakλά τη μείωση του οργανικού υλικού που μεταφέρεται από τα επιφανειακά ύδατα προς τον πυθμένα όσο αυξάνεται το βάθος (π.χ. Berger & Diester-Haass, 1988). Σε συνδυασμό με το δείκτη P/B% χρησιμοποιείται η εξίσωση Βάθους (Depth, D) των van der Zwaan et al. (1990) σύμφωνα με την οποία το βάθος υπολογίζεται σε μέτρα (m) και δίνεται από τον τύπο: $D = e [3,58718 + (0,03534 * \%P)]$. Στην παραπάνω εξίσωση εξαιρούνται τα βενθονικά τρηματοφόρα της ενδοπανίδας, καθώς δεν εξαρτώνται άμεσα από την παροχή οργανικού υλικού από τα υπερκείμενα στρώματα νερού (van der Zwaan et al., 1990). Αυτό έχει ως αποτέλεσμα τον περιορισμό της διασποράς των δεδομένων που προέρχονται από διαφορετικές περιοχές.

Στην παρούσα εργασία, η βενθονική πανίδα του ανωτέρου Ηωκαίνου/κατώτερου Ολιγοκαίνου χαρακτηρίζεται από σημαντική παρουσία ασβεστολιθικών μορφών που διαβιούν από την κρηπίδα έως και την βαθύαλη ζώνη (π.χ. *Bolivina*, *Bulimina*, *Melonis*, *Globobulimina*, *Globocassidulina*, *Lenticulina*, *Cibicides/Cibicidoides*, *nodosarids*), αλλά και του συμφυρματοπαγούς γένους *Bathysiphon*, το οποίο αποτελεί

χαρακτηριστικό στοιχείο στις συναθροίσεις της βαθύαλης ζώνης (Corliss, 1985; Corliss and Chen, 1988; Jorissen et al., 1995; Den Dulk et al., 2000; Thomas et al., 2000; Alegret et al., 2003; Murray, 2006). Ωστόσο, σε πολλά δείγματα των μελετώμενων τομών (κυρίως από τα ψαμμιτικά στρώματα των τομών Παναγιά και Ηφαιστία), υψηλές σχετικές συχνότητες κατέγραψαν επιπανιδικές μορφές που προτιμούν για διαβίωση νηρητικά περιβάλλοντα κρηπίδας, όπως τα *Elphidium*, *Rosalina*, *Ammonia*, *Discorbis* και miliolids (shelf dwellers). Αυτές οι μορφές της νηρητικής φάσης πιθανόν να αποτελούν επανεπεξεργασμένο υλικό (π.χ. Murray, 1991, 2006), μεταφερόμενο στο σημείο απόθεσης με τουρβιδιτικά ρεύματα.

Η ποιοτική εικόνα των βενθονικών συναθροίσεων συμφωνεί με το δείκτη P/B%, ο οποίος εμφανίζεται με τιμές υψηλότερες από 80% και προσδιορίζει αποθέσεις στην βαθύαλη ζώνη σύμφωνα με το διαχωρισμό του Murray (1991), ενώ το βάθος απόθεσης προσδιορίζεται στα D= ~700-1100 m. Εξαίρεση στα παραπάνω αποτελεί το υλικό από τα ανώτερα στρώματα στην τομή Καμίνια, όπου για τον δείκτη P/B% καταγράφηκαν τιμές ~50-60% ορίζοντας το περιβάλλον ιζηματογένεσης στην εξωτερική κρηπίδα σύμφωνα με το διαχωρισμό του Murray (1991), ενώ το βάθος προσδιορίστηκε στα D= ~350-450 m. Η μείωση του βάθους στο σημείο αυτό αντικατοπτρίζεται και στα ποιοτικά χαρακτηριστικά της πανίδας των τρηματοφόρων. Για τα βενθονικά τρηματοφόρα παρατηρήθηκε απουσία του γένους *Bathysiphon*, ενώ στην πλαγκτονική πανίδα σημειώνεται η απουσία των ειδών *Catapsydrax unicanus* και *Paragloborotalia nana*, τα οποία είναι γνωστά για την προτίμησή τους σε βαθύτερα πελαγικά περιβάλλοντα (π.χ. Douglas and Savin, 1978; Poore and Matthews, 1984; Wade and Pearson, 2008).

7.3 Παλαιοπεριβαλλοντική/Παλαιοκλιματική ερμηνεία

Η μελέτη του Ολιγοκαίνου και του Ηωκαίνου έχει ιδιαίτερο ενδιαφέρον, διότι αυτή η περίοδος αντιστοιχεί σε ένα μεταβατικό στάδιο μεταξύ του θερμού κλίματος του Παλαιογενούς και του ψυχρού κλίματος του Νεογενούς. Το Ολιγόκαινο ειδικότερα θεωρείται μια περίοδος που χαρακτηρίζεται από μεγάλες και απότομες κλιματικές αλλαγές, παλαιογεωγραφικές αλλαγές, μεγάλες διακυμάνσεις στον όγκο των πάγων στην Ανταρκτική μετά την έναρξή του κατώτερου Ολιγοκαίνου, με σχετικές ευστατικές αλλαγές (π.χ. Wade and Pälike, 2004; Pälike et al, 2006). Ο σχηματισμός των κρύων βαθιών υδάτων στο Νότιο Ωκεανό και / ή στο βόρειο Ατλαντικό μπορεί

να έχει ξεκινήσει από το κατώτερο Ολιγόκαινο (Kennett, 1977; Lawyer and Gahagan, 2003; Miller et al., 1991, 2005; Zachos et al., 2001), αλλά αυτή η υπόθεση είναι ακόμα υπό μελέτη (π.χ. Barker and Thomas, 2004; Scher and Martin, 2004; Via and Thomas, 2006; Thomas and Via, 2007; Thomas et al., 2008). Αυτή η μεταβατική περίοδος στην ιστορία της Γης χαρακτηρίζεται από έντονες, βραχυπρόθεσμες διακυμάνσεις μεταξύ του θερμότερου και του ψυχρότερου διαστήματος που έχουν αναγνωριστεί και τουλάχιστον υποθετικά συσχετίζονται σε όλο τον κόσμο (Zachos et al., 2001). Αυτές οι κλιματικές διακυμάνσεις συμβαίνουν σε τροχιακές/κυκλικές συχνότητες (Wade and Pälike, 2004; Coxall et al., 2005; Pälike et al., 2006), με μερικά από τα πιο ακραία ψυχρά γεγονότα να συμβαίνουν κατά τη διάρκεια διαστημάτων χαμηλής λόξωσης.

Αν και παραδοσιακά έχει υποστηριχθεί ότι οι παγετώνες στην Ανταρκτική άρχισαν πολύ νωρίτερα από ό, τι στο βόρειο ημισφαίριο, με αποτέλεσμα την ύπαρξη ενός ασυνήθιστου κόσμου με τα ηπειρωτικά παγετώδη καλύμματα μόνο στο νότιο ημισφαίριο (Zachos et al., 2001), δεν υπάρχουν πιο πρόσφατα στοιχεία ότι τουλάχιστον κάποιο επίπεδο παγετώνων στο βόρειο ημισφαίριο ξεκίνησε περίπου την ίδια περίοδο με το νότιο ημισφαίριο, κατά τη διάρκεια του μέσου Ηωκαίνου / κατώτερου Ολιγοκαίνου (Moran et al., 2006; Eldrett et al., 2007; Tripathi et al., 2005, 2008), ή ακόμα και λίγο νωρίτερα (St. John, 2008).

Προκειμένου να εντοπιστεί η παγκόσμια παλαιοπεριβαλλοντική εξέλιξη σε όλο το Ολιγόκαινο, είναι σημαντικό να διερευνηθούν διαφορετικές περιοχές με διαφορετική βαθυμετρία. Τα μικροαπολιθώματα είναι ένα χρήσιμο εργαλείο για τέτοιες παλαιοπεριβαλλοντικές αναπαραστάσεις: τα βενθονικά τρηματοφόρα είναι άριστοι δείκτες της παραγωγικότητας στον ωκεανό ή / και της οξυγόνωσης στο βυθό της θάλασσας (π.χ. Van der Zwaan et al., 1999; Jorissen et al., 2007), ενώ τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα παρέχουν πληροφορίες σχετικά με τη βιοστρωματογραφία καθώς και τις παλαιοπεριβαλλοντικές συνθήκες στην υδάτινη στήλη (π.χ. Kucera, 2007).

Η περίοδος του ανώτερου Ηωκαίνου-κατώτερου Ολιγοκαίνου χαρακτηρίζεται από σημαντικές μεταβολές της ωκεάνιας κυκλοφορίας. Τα μικροαπολιθώματα αποτελούν χρήσιμο εργαλείο για την παλαιοπεριβαλλοντική/παλαιοκλιματική αναπαράσταση της περιόδου αυτής, καθώς τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα παρέχουν σημαντικές πληροφορίες για τις συνθήκες που επικρατούσαν στην υδάτινη στήλη (π.χ. Kucera,

2007), ενώ τα βενθονικά τρηματοφόρα αποτελούν εξαιρετικούς δείκτες για την ωκεάνια παλαιοπαραγωγικότητα ή/και την οξυγόνωση του πυθμένα (π.χ. Van der Zwaan et al., 1999; Jorissen et al., 2007).

Η κύρια μεταβολή στις συναθροίσεις των πλαγκτονικών τρηματοφόρων σχετίζεται με μία σημαντική ψύχρανση που ξεκίνησε κατά το τέλος Ηώκαινο (π.χ. Wade and Pearson, 2008), η οποία προκλήθηκε από την ανάπτυξη των παγετωδών καλυμμάτων της Ανταρκτικής και επηρέασε αρνητικά το μεγαλύτερο ποσοστό των πλαγκτονικών τρηματοφόρων που διαβιούσαν σε υποτροπικά/θερμά επιφανειακά ύδατα των θαλασσών (Molina et al., 2006). Σε αντίστοιχες με αυτές της Λήμνου άνω Ηωκαινικές-κάτω Ολιγοκαινικές αποθέσεις από τον χώρο της δυτικής Τηθύος (Fuente Caldera section, Ισπανία, Alegret et al., 2008) έχει πιστοποιηθεί δραματική πτώση της στάθμης της θάλασσας στο κατώτερο τμήμα της βιοζώνης των πλαγκτονικών τρηματοφόρων O2 (~31.5 Ma) που πιστοποιείται με πλούσιες εμφανίσεις ιχνοαπολιθωμάτων και αλλόχθονων (μεταφερμένων) τρηματοφόρων. Αυτή η εντυπωσιακή πτώση της στάθμης της θάλασσας αποτέλεσε έναυσμα για έντονη διάβρωση ρηχών θαλάσσιων περιβαλλόντων και μεταφορά του υλικού σε βαθύτερα σημεία με τουρβιδιτικά ρεύματα, ως επακόλουθο της μέγιστης εξάπλωσης των παγετωδών καλυμμάτων στην Ανταρκτική (Oi1, 33.7 Ma). Επιπροσθέτως προηγείται του επόμενου μέγιστου παγετωδών καλυμμάτων (Oi2 - Oi2b, 27–30.5 Ma).

Στην περιοχή μελέτης της παρούσας διατριβής, οι ιζηματογενείς αποθέσεις του ανωτέρου Ηωκαίνου/κατώτερου Ολιγοκαίνου της νήσου Λήμνου περιέχουν συναθροίσεις πλαγκτονικών τρηματοφόρων που χαρακτηρίζονται από την παρουσία αντιπροσωπευτικών ειδών της περιόδου, όπως τα *Globigerina officinalis* και *Chiloguembelina cubensis* τα οποία διαβιούσαν στο ανώτερο τμήμα της υδάτινης στήλης, αλλά και τα βαθέων υδάτων *Paragloborotalia nana* και *Catapsydrax unicavus* (Spezzaferri, 1995; Wade et al., 2000, 2007; Spezzaferri et al., 2002; Wade, 2004; Pearson et al., 2006; Sexton et al., 2006). Η συμμετοχή του είδους *Catapsydrax unicavus* αποτελεί ενδεικτικό στοιχείο των χαμηλών θερμοκρασιακών συνθηκών (π.χ. Wade et al., 2000; Pearson et al., 2001; Wade and Pearson, 2008). Όσον αφορά στις βενθονικές συναθροίσεις των τρηματοφόρων του ανωτέρου Ηωκαίνου/κατώτερου Ολιγοκαίνου, οι ασβεστολιθικές μορφές στις περισσότερες των περιπτώσεων επικρατούν έναντι των συμφυρματοπαγών μορφών, με ένα ποσοστό ~70%. Στην ασβεστολιθική βενθονική πανίδα συμμετέχουν με ικανοποιητικά ποσοστά

επιπανιδικές (με κύριους αντιπροσώπους τα γένη *Cibicides/Cibicidoides*, *Gyroidinoides*, *Lenticulina*) και ενδοπανιδικές μορφές (αντιπροσωπεύονται κυρίως από τα γένη *Bolivina*, *Bulimina*, *Globobulimina*, *Globocassidulina*, *nodosarids*). Παράλληλα, ο δείκτης BFOI εμφανίζει στις περισσότερες των περιπτώσεων τιμές υψηλότερες από 50% προσδιορίζοντας περιβάλλοντα με συνθήκες υψηλής οξυγόνωσης των υδάτων του πυθμένα (Kaiho, 1994).

Πιο συγκεκριμένα μπορούμε να συνάγουμε τις ακόλουθες παρατηρήσεις:

Ανώτερο Ηώκαινο

Κατά το ανώτερο Ηώκαινο (αποθέσεις λοβών εξωτερικού ριπιδίου, τομή Ηφαιστία, εικ. 6.5a; 6.5b) το περιβάλλον χαρακτηρίζεται ως βαθύαλο, συγκεκριμένα διαπιστώνεται ότι ανήκει στην βαθύαλη ζώνη εφόσον ο δείκτης P/B% κατά μέσο όρο είναι ~84% (Murray, 1991). Το γεγονός αυτό επιβεβαιώνεται και από τις υψηλότερες τιμές της ενδοπανίδας (infauna) και των τρηματοφόρων που διαβιούν σε βαθύτερα ύδατα (deep water dwellers). Μελετώντας τους δείκτες οξυγόνου διαπιστώνεται ότι κατά το διάστημα του ανώτερου Ηωκαίνου (κατώτερα στρώματα της τομής Ηφαιστία, δείγμα L65) παρατηρείται υψηλό ποσοστό των δεικτών δυσοξίας (Dysoxic indicators) που οφείλεται στην παρουσία του γένους *Globobulimina* (74%). Το γένος αυτό είναι δείκτης χαμηλής οξυγόνωσης του πυθμένα (π.χ. Sen Gupta & Machain-Castillo, 1993; (π.χ. Sen Gupta & Machain-Castillo, 1993; Triantaphyllou et al., 2009, 2016) γεγονός που επιβεβαιώνεται από την παρουσία μεσοξικών βενθονικών τρηματοφόρων, από τα χαμηλά ποσοστά των οξικών βενθονικών τρηματοφόρων και από το δείκτη οξυγόνωση (BFOI) που στο συγκεκριμένο σημείο της τομής δεν ξεπερνά το 7% (π.χ. Kaiho, 1994). Η πλαγκτονική πανίδα περιλαμβάνει αντιπροσώπους των *dentoglobigerinids* και *turborotaliids*, τα οποία αποτελούσαν χαρακτηριστικό στοιχείο στις υψηλής αφθονίας και σχετικά αυξημένης ποικιλομορφίας μεσογειακές πλαγκτονικές συγκεντρώσεις κατά τις θερμές περιόδους του Ηωκαίνου (π.χ., Bolli and Krasheninnikov, 1977; Zivkovic and Ljubomir and Zagreb, 2003). Ωστόσο, η παρουσία πλαγκτονικών αντιπροσώπων χαμηλών θερμοκρασιών, όπως των *paragloborotaliids*, *globigerinids* και *chiloguembelinids* (π.χ., Soták, 2010) πιθανόν να υποδηλώνουν σταδιακή ψύχρανση ήδη από το ανώτερο Ηώκαινο.

Οριο Ηωκαίνου-Ολιγοκαίνου

Το επίπεδο του ορίου Ηωκαίνου-Ολιγοκαίνου που προσδιορίζεται στις αποθέσεις λοβών (τομή Ηφαιστία), οριοθετεί την έναρξη διαφορετικών παλαιοπεριβαλλοντικών συνθηκών. Στο σημείο αυτό (εικ. 6.5a; 6.5b) ο δείκτης οξυγόνωσης των βενθονικών τρηματοφόρων (BFOI) κυμαίνεται σε υψηλά ποσοστά με μέση τιμή 73.5% γεγονός που αποδεικνύει τις καλά οξυγονωμένες συνθήκες του πυθμένα (Kaiho, 1994). Επίσης, η υψηλότερη μέση τιμή των βενθονικών τρηματοφόρων που είναι δείκτες υδάτων πλούσιων σε οξυγόνο σε συνδυασμό με το υψηλό ποσοστό της επιπανίδας, την υψηλή τιμή των ασβεστολιθικών βενθονικών τρηματοφόρων και την παρουσία μεσοξικών βενθονικών τρηματοφόρων επιβεβαιώνουν ότι η κοινωνία των μικροαπολιθωμάτων ζουν σε ένα καλά οξυγονωμένο περιβάλλον (high oxic). Τα υψηλά ποσοστά συμμετοχής του *C. unicanus* (~20%) στη σύνθεση της πανίδας των πλαγκτονικών τρηματοφόρων πιστοποιούν μία ισχυρή τάση ψύχρανσης των υδάτων στις αρχές του Ολιγοκαίνου (Βιοζώνη O1) που πιθανόν συνδέεται με το παγκόσμιο ψυχρό συμβάν Oi1 στα 33.7 Ma που συνδέεται με την επέκταση των παγετωδών καλυμμάτων της Ανταρκτικής και στην 450-ky κυκλικότητα της εκκεντρότητας της Γης αντιστοιχεί στον κύκλο 84Eo-C13n (Pälike et al., 2006).

Κατώτερο Ολιγόκαινο

Οι αποθέσεις του κατώτερου Ολιγοκαίνου εμφανίζονται στο ανώτερο τμήμα της φάσης των λοβών (τομή Ηφαιστία, βιοζώνες NP21-22), αλλά και στη φάση καναλιών (τομή Ηφαιστία, βιοζώνες NP23, βάση NP24, τομή Παναγιά, βιοζώνη NP24), και στη φάση υφαλοκρηπίδας (τομή Καμίνια, βιοζώνη NP24). Οι κάτω-Ολιγοκαινικές αποθέσεις φάση λοβών ανήκουν στη βαθύαλη ζώνη (D=700-1100 μέτρα) με το δείκτη P/B% είναι εμφανίζει μέση τιμή ~80% (Murray, 1991). Τα αποτελέσματα της παλαιοβαθυμετρίας σε συνδυασμό με τις υψηλές μέσες τιμές της ενδοπανίδας (infauna) καθώς και τις τιμές των τρηματοφόρων που διαβιούν σε βαθύτερα ύδατα (deep water dwellers), αλλά και την παρουσία του γένους *Bathysiphon*, το οποίο αποτελεί χαρακτηριστικό στοιχείο στις συναθροίσεις της βαθύαλης ζώνης (εικ. 6.5a,b; 6.6a,b) οδηγούν στο συμπέρασμα ότι και το περιβάλλον της φάσης καναλιών είναι βαθύαλο (Murray, 1991).

Η φάση καναλιών στις τομές Ηφαιστία και Παναγιά χαρακτηρίζεται από υψηλές σχετικές συχνότητες των συμφυρματοπαγών τρηματοφόρων. Οι εμφανίσεις αυτές

συμπίπτουν με τα μέγιστα που κατέγραψαν οι επιπανιδικές μορφές νηρητικής φάσης (shelf dwellers), επανεπεξεργασμένο υλικό μεταφερμένο πιθανόν στο σημείο απόθεσης με τουρβιδιτικά ρεύματα. Τις διεργασίες αυτές υποστηρίζει και η υψηλή συχνότητα και παρουσία του συμφυρματοπαγούς γένους *Bathysiphon* (εικ. 6.5b; 6.6b), το οποίο είναι γνωστό για την προτίμησή του σε περιβάλλοντα τουρβιδιτικών αποθέσεων και πιθανόν να σχετίζεται με συνθήκες διατάραξης ή αύξησης της παροχής οργανικού υλικού και επακόλουθη δυσοξία (π.χ. Miller, 1988; 1995; Ortiz et al., 2011; Landing et al., 2012). Επίσης, ένα ποσοστό των συμφυρματοπαγών, πιθανόν, να αποτελεί μεταφερμένο υλικό, καθώς είναι σύνηθες σε αποθέσεις υποθαλάσσιων ριπιδίων στη συμφυρματοπαγή πανίδα, εκτός από το αυτόχθονο να συμπεριλαμβάνεται αλλόχθονο υλικό το οποίο μεταφέρεται κατά μήκος της κατωφέρειας στο περιβάλλον απόθεσης με τουρβιδιτικά ρεύματα (π.χ. Jones, 2006; Ortiz et al., 2011). Οι υψηλές τιμές του δείκτη BFOI, τα αυξημένα ποσοστά των οξικών και μεσοξικών βενθονικών τρηματοφόρων, τα αντίστοιχα μειωμένα των δυσοξικών βενθονικών τρηματοφόρων, καθώς και από την αυξημένη παρουσία ασβεστολιθικών βενθονικών τρηματοφόρων υποδηλώνουν υψηλές περιεκτικότητες του οξυγόνου στα βαθέα ύδατα. Σύμφωνα με το δείκτη BFOI, επεισόδια χαμηλής οξυγόνωσης σημειώθηκαν σε όλες τις μελετώμενες τομές (τομή Ηφαιστία, δείγματα L31, L65; τομή Παναγιά δείγματα R0.4, R7, R41; τομή Καμίνια, δείγματα D47, D51-54, D59). Κατά τα επεισόδια αυτά παρατηρήθηκαν υψηλά ποσοστά συμμετοχής των δεικτών δυσοξικών συνθηκών που οφείλεται κυρίως στην παρουσία των ενδοπανιδικών γενών *Bolivina* και *Globobulimina*. Και τα δύο αυτά γένη αποτελούν στοιχείο της ενδοπανίδας και διαβιούν στα ανώτερα 10 cm του ιζήματος του πυθμένα σε θαλάσσιες περιοχές με υψηλή παροχή οργανικού υλικού (π.χ. Jorissen et al., 2007; Schmiedl et al., 2000; Thomas, 2007). Η υψηλή επικράτηση αυτών μπορεί να συσχετίζεται με μείωση του οξυγόνου, ως αποτέλεσμα οξείδωσης του οργανικού υλικού (π.χ. Lutze and Coulbourn, 1984; Corliss and Emerson, 1990; Corliss, 1991; Sen Gupta & Machain-Castillo, 1993; Gooday, 1994; Schmiedl et al., 1997; Bernhard and Sen Gupta, 1999; Thomas et al., 2000; Pezelj et al., 2007; Ortiz et al., 2011).

Εκτός από το επεισόδιο χαμηλής οξυγόνωσης που καταγράφηκε στο ανώτερο Ηώκαινο (τομή Ηφαιστία, δείγμα L65), όπου το γένος *Globobulimina* κυριαρχεί στις συγκεντρώσεις των βενθονικών τρηματοφόρων με ποσοστό συμμετοχής πάνω από 70%, σε όλες τις άλλες περιπτώσεις χαμηλής οξυγόνωσης, η εμφάνιση του γένους

είναι σποραδική, ενώ αντίθετα το γένος *Bolivina* παρουσιάζει συχνή παρουσία και υψηλές συχνότητες συμμετοχής. Οι διαφορές στην εμφάνιση μεταξύ των δύο γενών, κατά το ανώτερο Ηώκαινο-κατώτερο Ολιγόκαινο, πιθανόν να οφείλονται σε διαφορετικές περιβαλλοντικές συνθήκες. Συναθροίσεις που επικρατούν αντιπρόσωποι του γένους *Globobulimina* έχουν καταγραφεί σε σύγχρονα περιβάλλοντα με σχετικά σταθερές συνθήκες του οικοσυστήματος (π.χ. Rogerson et al., 2006; Koho et al., 2007; Hess and Jorissen, 2009). Αντίθετα, οι αντιπρόσωποι του γένους *Bolivina* χαρακτηρίζονται από ευκαιριακό τρόπο ζωής, και επικρατούν στις συναθροίσεις των βενθονικών τρηματοφόρων σε περιβάλλοντα υψηλής ενέργειας με συνθήκες διατάραξης και αύξησης της παροχής οργανικού υλικού. (π.χ. Hess and Jorissen, 2009; Ortiz et al., 2011).

Ένα άλλο χαρακτηριστικό στοιχείο της πλαγκτονική πανίδας είναι το είδος *Chiloguembelina cubensis*. Το είδος αυτό αποτελεί δείκτη υψηλής παραγωγικότητας των επιφανειακών υδάτων (π.χ. Alegret et al., 2008). Στην παρούσα μελέτη, υψηλές σχετικές συχνότητες (πάνω από 10%) του είδους σημειώθηκαν στο ανώτερο τμήμα του Ρουπέλιου (Βιοζώνες O3/O4; Φάση καναλιών/τομή Παναγιά, φάση υφαλοκρηπίδας/τομή Καμίνια). Μάλιστα, η παρουσία του στη φάση καναλιών της τομής Παναγιά χαρακτηρίζεται από σημαντικές εξάρσεις (δείγματα R7 και R0.2) με ποσοστά συμμετοχής που ξεπερνούν το 30% στη σύνθεση της πλαγκτονικής πανίδας. Παρουσιάζει ενδιαφέρον πάντως η σύγχρονη αυξημένη παρουσία των ειδών βαθέων υδάτων *Paragloborotalia nana* και *Catapsydrax unicavus* (π.χ., Wade et al., 2000, 2007; Spezzaferri et al., 2002; Sexton et al., 2006) που υποδηλώνουν υψηλή παραγωγικότητα στα βαθύτερα επίπεδα της υδάτινης στήλης. Η σύγχρονη παρουσία των *P. nana* και *C. unicavus* αλλά και της *C. cubensis*, τελικά υποδηλώνει αυξημένη παραγωγικότητα σε όλο το εύρος της υδάτινης στήλης, που πιθανά συσχετίζεται με έντονη ανάμειξη των υδάτων κατά τη διάρκεια ψυχρών κλιματικών συνθηκών. Πράγματι η φάση καναλιών στις αποθέσεις της τομής Ηφαιστία, αλλά ιδιαίτερα στις αποθέσεις της τομής Παναγιά (βιοζώνη NP24), που συμπεριλαμβάνει στα ανώτερα τμήματά της τους ορίζοντες κροκαλοπαγούς, σχετίζονται με φάση απόσυρσης και πτώσης της θαλάσσιας στάθμης (Maravelis & Zelilidis, 2012), μόνο που στην παρούσα διατριβή επαναπροσδιορίζεται η ηλικία των αποθέσεων αυτών ως νεώτερη (30.0-27.3 Ma). Στο αντίστοιχο χρονικό διάστημα έχει λάβει χώρα το μέγιστο εξάπλωσης παγετωδών Ανταρκτικών καλυμμάτων (Oi2 - Oi2b, 27–30.5 Ma),

προκαλώντας παγκόσμια ψύχρανση. Επομένως τα ιζηματολογικά αλλά και τα μικροπαλαιοντολογικά δεδομένα συντείνουν στον καθορισμό ψυχρών κλιματικών συνθηκών και πτώση της στάθμης της θάλασσας κατά το κατώτερο Ολιγόκαινο. Ωστόσο η κύρια αιτία της ρήξευσης της περιοχής μελέτης οφείλεται αποκλειστικά στις τεκτονικές διεργασίες που έλαβαν χώρα εκείνη την περίοδο (ταχεία ανύψωση της περιοχής).

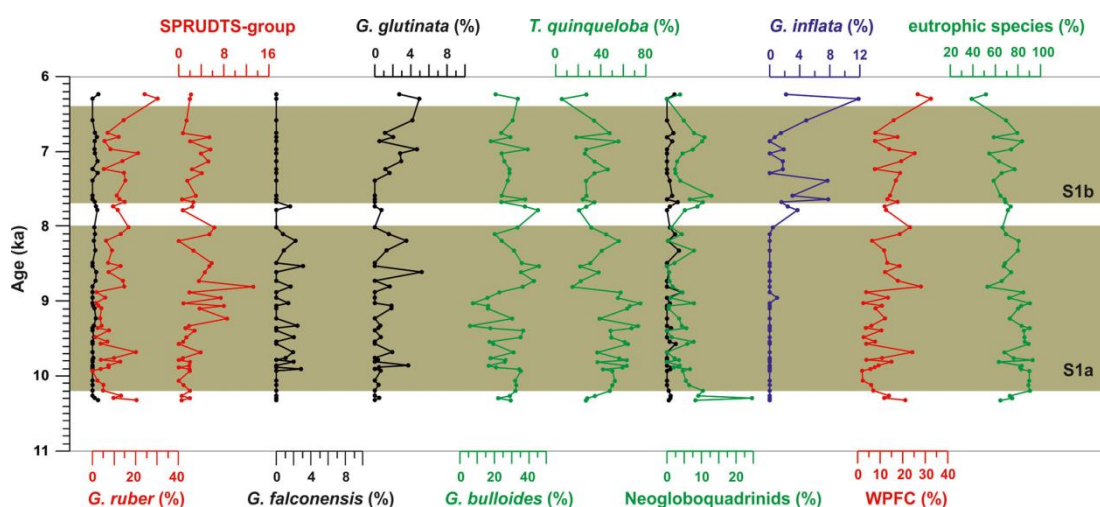
Παρόμοια παλαιοπεριβαλλοντικά και παλαιοκλιματικά συμπεράσματα μπορούν να συναχθούν και από τις αποθέσεις υφαλοκρηπίδας (τομή Καμίνια, εικ. 6.7a, b). Στο ανώτερο όμως τμήμα της τομής παρατηρείται μείωση του βάθους στα 350-450 μέτρα, γεγονός που πιθανά συνδέεται με την τεκτονική ανύψωση της λεκάνης (π.χ. Maravelis et al., 2015, 2016). Παράλληλα απουσιάζουν ουσιαστικά τα είδη *C. unicanus*, *P. nana*, υποδηλώνοντας μικρότερο βάθος της θαλάσσιας λεκάνης.

7.4 Σύγκριση των αποθέσεων της λεκάνης της Λήμνου στο Ηώκαινο-Ολιγόκαινο με τη θαλάσσια λεκάνη της Λήμνου στο Ολόκαινο

Οι πλαγκτονικές και βενθονικές συγκεντρώσεις των τρηματοφόρων που αναγνωρίστηκαν στη λεκάνη της Λήμνου κατά τη διάρκεια του ανώτερου Ηωκαίνου-κατώτερου Ολιγοκαίνου είναι διαφορετικές από αυτές του Ολοκαίνου. Επιπλέον, και σε πολλά από τα είδη που επιβίωσαν οι οικολογικές τους προτιμήσεις πιθανόν να έχουν αλλάξει με το χρόνο (π.χ. Zivkovic and Babi, 2003). Λαμβάνοντας υπόψη τους παραπάνω περιορισμούς, επιχειρείται η σύγκριση μεταξύ των δύο περιόδων καθώς και στις δύο περιπτώσεις, τόσο τα τρηματοφόρα ανώτερου Ηωκαίνου-κατώτερου Ολιγοκαίνου όσο και αυτά του Ολοκαίνου δίνουν χρήσιμες πληροφορίες για τις παλαιοπεριβαλλοντικές/παλαιοκλιματικές συνθήκες απόθεσης.

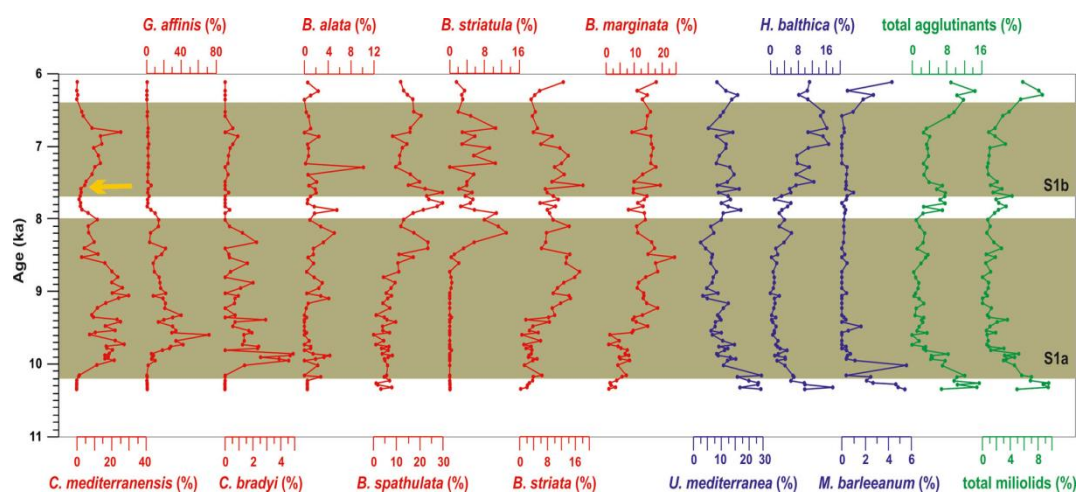
Σύμφωνα με την ανάλυση της πλαγκτονικής πανίδας (εικ. 7.1), οι κλιματικές συνθήκες που επικρατούσαν κατά τη διάρκεια της ιζηματογένεσης της λεκάνης της Λήμνου την περίοδο του ανώτερου Ηωκαίνου-κατώτερου Ολιγοκαίνου ήταν περισσότερο ψυχρές. Αντίθετα, η λεκάνη της Λήμνου την περίοδο του Ολοκαίνου χαρακτηρίζεται από την παρουσία του σαπροπηλού S1. Το κλίμα που επικρατούσε κατά τη διάρκεια απόθεσης του S1 ήταν θερμό (π.χ. Geraga et al., 2010, Triantaphyllou et al., 2016). Πιο συγκεκριμένα κατά την απόθεση του πρώτου τμήματος του S1 (ορίζοντας S1a) στο κατώτερο Ολόκαινο, οι αναλύσεις των πλαγκτονικών τρηματοφόρων και των αλκενονών έδειξαν ότι το κλίμα ήταν θερμό,

κατά τη διάρκεια της διακοπής του σαπροπηλού η θερμοκρασία μειώνεται, ενώ κατά τη διάρκεια απόθεσης του δεύτερου τμήματος του S1 (ορίζοντας S1b) η θερμοκρασία αυξάνεται και πάλι αλλά κυμαίνεται σε χαμηλότερα επίπεδα από αυτά του ορίζοντα S1a (Triantaphyllou et al., 2016). Η διακοπή του σαπροπηλού και μείωση της θερμοκρασίας φαίνεται να συνδέεται με την εισροή γλυκού νερού (Triantaphyllou et al., 2016) και πιθανότερα αυξημένη συμμετοχή χερσογενούς οργανικού υλικού (π.χ. Triantaphyllou et al., 2015; Meyers and Arnaboldi, 2008; Katsouras et al., 2010).

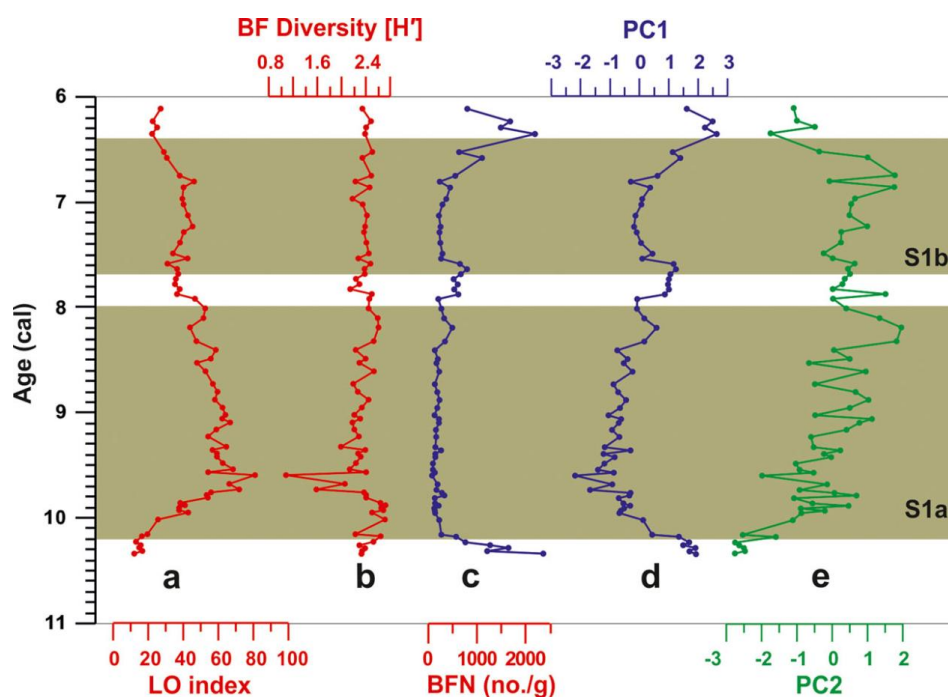


Εικόνα 7.1: Σχετικές αφθονίες των κυριοτέρων πλαγκτονικών τρηματοφόρων του σαπροπηλού S1 στη λεκάνη της Λήμνου (πυρήνας M-4, Triantaphyllou et al., 2016).

Σύμφωνα με την ανάλυση της βενθονικής πανίδας (εικ. 7.2; 7.3), η λεκάνη της Λήμνου την περίοδο του ανώτερου Ηωκαίνου-κατώτερου Ολιγοκαίνου χαρακτηρίζεται από καλά οξυγονωμένες συνθήκες του πυθμένα σε αντίθεση με την περίοδο του Ολοκαίνου όπου ο σαπροπηλός S1 χαρακτηρίζεται κυρίως από δυσοξικές συνθήκες με αυτές του S1a να είναι πιο έντονες από αυτές του S1b (Triantaphyllou et al., 2016).



Εικόνα 7.2: Σχετικές αφθονίες των κυριότερων βενθονικών τρηματοφόρων του σαπροπηλού S1 στη λεκάνη της Λήμνου (πυρήνας M-4, Triantaphyllou et al., 2016).



Εικόνα 7.3: Κατακόρυφη κατανομή του δείκτη ποικιλότητας (BF Diversity) και του δείκτη χαμηλής οξυγόνωσης (LO), ο συνολικός αριθμός των ατόμων των βενθονικών τρηματοφόρων (BFN), καθώς και διαγράμματα κατανομής των παραγοντικών τιμών των παραγόντων 1 (PCA1) και 2 (PCA2), όπως προέκυψαν από την εφαρμογή της ανάλυσης των κύριων συνιστωσών στη λεκάνη της Λήμνου (πυρήνας M-4, Triantaphyllou et al., 2016).

Παρόλα αυτά διαστήματα χαμηλής οξυγόνωσης του πυθμένα παρατηρούνται και κατά την περίοδο του ανώτερου Ηωκαίνου-κατώτερου Ολιγοκαίνου και τα οποία ταυτοποιούνται κυρίως από την ομάδα των bolivinids ενώ εντοπίζονται και τα γένη *Globobulimina* και *Chilostomella* τα οποία χαρακτηρίζουν κυρίως τις δυσοξικές συνθήκες του σαπροπηλού S1 (Triantaphyllou et al., 2016). Ο αυξημένος αριθμός των bolivinids στις συνθήκες χαμηλής οξυγόνωσης κατά το Ηώκαινο/Ολιγόκαινο σε αντίθεση με τον αυξημένο αριθμό των *Globobulimina* και *Chilostomella* στις δυσοξικές συνθήκες του Ολοκαίνου πιθανόν να οφείλονται σε διαφορετικές περιβαλλοντικές συνθήκες (βλ. κεφ. 7.3), καθώς τα bolivinids χαρακτηρίζονται από ευκαιριακό τρόπο ζωής, και επικρατούν στις συναθροίσεις των βενθονικών τρηματοφόρων σε περιβάλλοντα υψηλής ενέργειας με συνθήκες διατάραξης και αύξησης της παροχής οργανικού υλικού (π.χ. Hess and Jorissen, 2009; Ortiz et al., 2011), χαρακτηριστικά των τουρβιδιτικών αποθέσεων της λεκάνης κατά το Ηώκαινο/Ολιγόκαινο.

7.5 Συγκριτικές παρατηρήσεις για την εξέλιξη των άνω-Ηωκαινικών/κάτω Ολιγοκαινικών αποθέσεων στο βόρειο και στο νότιο τμήμα της ελληνικής λεκάνης της Θράκης

Το βόρειο τμήμα της λεκάνης της Θράκης (ελληνικό τμήμα Ροδόπης-Hellenic Rhodope region) χαρακτηρίζεται από μία ανώτερου Ηωκαίνου/Ολιγοκαίνου ακολουθία η οποία αποτελείται από α) ανώτερου Ηωκαίνου ιζήματα βαθιάς θάλασσας πάχους 500-1000 m (κατώτερο τμήμα) και β) ανώτερου Ηωκαίνου/Ολιγοκαίνου στρώματα που αποτελούνται από εναλλαγές αργίλου με λεπτόκοκκο ψαμμίτη πάχους 500 m (ανώτερο τμήμα) [Maravelis et al., 2016a]. Το κατώτερο τμήμα δεν έχουν ακόμα αναλυθεί επαρκώς, ωστόσο το ανώτερο τμήμα έχει ερμηνευθεί ως φάση ρηχής θάλασσας (shallow marine facies), με κατακόρυφη εξέλιξη από εξωτερικής ρηχής θάλασσας αποθέσεις σε προ-δελταϊκές αποθέσεις (D'Atri et al., 2012). Η μελέτη των Maravelis et al. (2016a) προσανατολίστηκε στην λεπτομερή περιγραφή του κατώτερου τμήματος της περιοχής μελέτης (ανάλυση φάσεων, στρωματογραφική ανάλυση, παλαιογεωμετρική ανάλυση και ανάλυση σύστασης κροκαλοπαγών) προκειμένου να διευκρινιστεί η στρωματογραφία της ευρείας περιοχής και η οποία δηλώνει ότι το σύστημα υποθαλασσιών ριπιδίων (εξωτερικό ριπίδιο-εσωτερικό ριπίδιο-υφαλοκρηπίδα) του βόρειου τμήματος της λεκάνης της Θράκης είναι το ίδιο με αυτό της Λήμνου επιβεβαιώνοντας με αυτό τον

τρόπο ότι όλη η λεκάνη της Θράκης σταδιακά ρηχαίνει (πρώτα το βόρειο και στη συνέχεια το νότιο τμήμα της λεκάνης).

Σύμφωνα με τους Papanikolaou & Triantaphyllou (2010), Triantaphyllou & Papanikolaou (2012) μια σειρά από τεκτονοστρωματογραφικές ενότητες ηλικίας Ηωκαίνου-Πλειοκαίνου μπορούν να αναγνωριστούν στη δυτική (υπολεκάνες Αλεξανδρούπολης, Ορεστιάδας, Πετρωτών) αλλά και στην ανατολική λεκάνη του βόρειου τμήματος της λεκάνης της Θράκης (Tekirdag-Keşan-Kallipolis). Συγκεκριμένα οι σχηματισμοί Κίρκη, Χωραφάκι, Αβαντας και Πυλαία στη δυτική λεκάνη, είναι αντίστοιχα ισοδύναμοι με τους σχηματισμούς Fiçitepe, Keşan, Soğucak, Ceylan-Mezardere, στην ανατολική λεκάνη. Χαρακτηριστική είναι η ασυμφωνία που διαπιστώνεται στο ανώτερο Ηώκαινο (βιοζώνη NP19-20) με επακόλουθη απόθεση των νηρητκών ανω-Ηωκαινικών ασβεστολίθων του Αβαντα (εικ. 7.4) των οποίων ασύμφωνα υπέρκεινται κλαστικές αποθέσεις του κατώτερου Ολιγοκαίνου, μην επιτρέποντας την πιστοποίηση του ορίου Ηωκαίνου/Ολιγοκαίνου σε μια συνεχή ακολουθία. Μια βασική μεταβολή παρατηρείται μεταξύ του κατώτερου τμήματος της ιζηματογενούς ακολουθίας, η οποία είναι έντονα παραμορφωμένη με πτυχώσεις, ανάστροφα ρήγματα και ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης, σε σχέση με το ανώτερο τμήμα όπου η παραμόρφωση είναι πολύ ασθενής και παρουσία κανονικών ρηγμάτων. Η βιοστρωματογραφική ανάλυση των σχηματισμών με βάση το περιεχόμενό τους σε ασβεστολιθικά ναννοαπολιθώματα επιτρέπει επομένως τον καθορισμό του τέλους των συνθηκών συμπίεσης στα ± 30 Ma (Mezardere Fm, ανατολική Θράκη, βιοζώνη NP24, και Πύθιον Fm, δυτική Θράκη, βιοζώνη NP23). Την μεταβολή των τεκτονικών συνθηκών ακολουθεί και μεταβολή των ιζηματογενών φάσεων που μεταπίπτουν σε μολассικού τύπου ιζήματα με χαρακτηριστικές σταυρωτές στρώσεις και λιγνιτικές ενδιαστρώσεις. Οι διαπιστωμένες σύγχρονες μεταβολές στο τεκτονικό και παλαιογεωγραφικό καθεστώς στο δυτικό αλλά και στο ανατολικό τμήμα του βόρειου τμήματος της λεκάνης της Θράκης υποδηλώνουν μια μεταβολή του μηχανισμού παραμόρφωσης και ανύψωσης ολόκληρης της λεκάνης της Θράκης, προφανώς αντανακλώντας και τις επικρατούσες κλιματικές συνθήκες και μεταβολές.

Σε αντίθεση με το βόρειο τμήμα της λεκάνης της Θράκης, η ιστορία ιζηματογένεσης του νότιου τμήματος της λεκάνης της Θράκης (ιζηματογενής ακολουθία της νήσου Λήμνου) υποδηλώνει συνεχή ιζηματογένεση κατά το Ηώκαινο - Ολιγόκαινο. Συγκρίνοντας το βόρειο με το νότιο τμήμα της λεκάνης της Θράκης (εικ. 7.4),

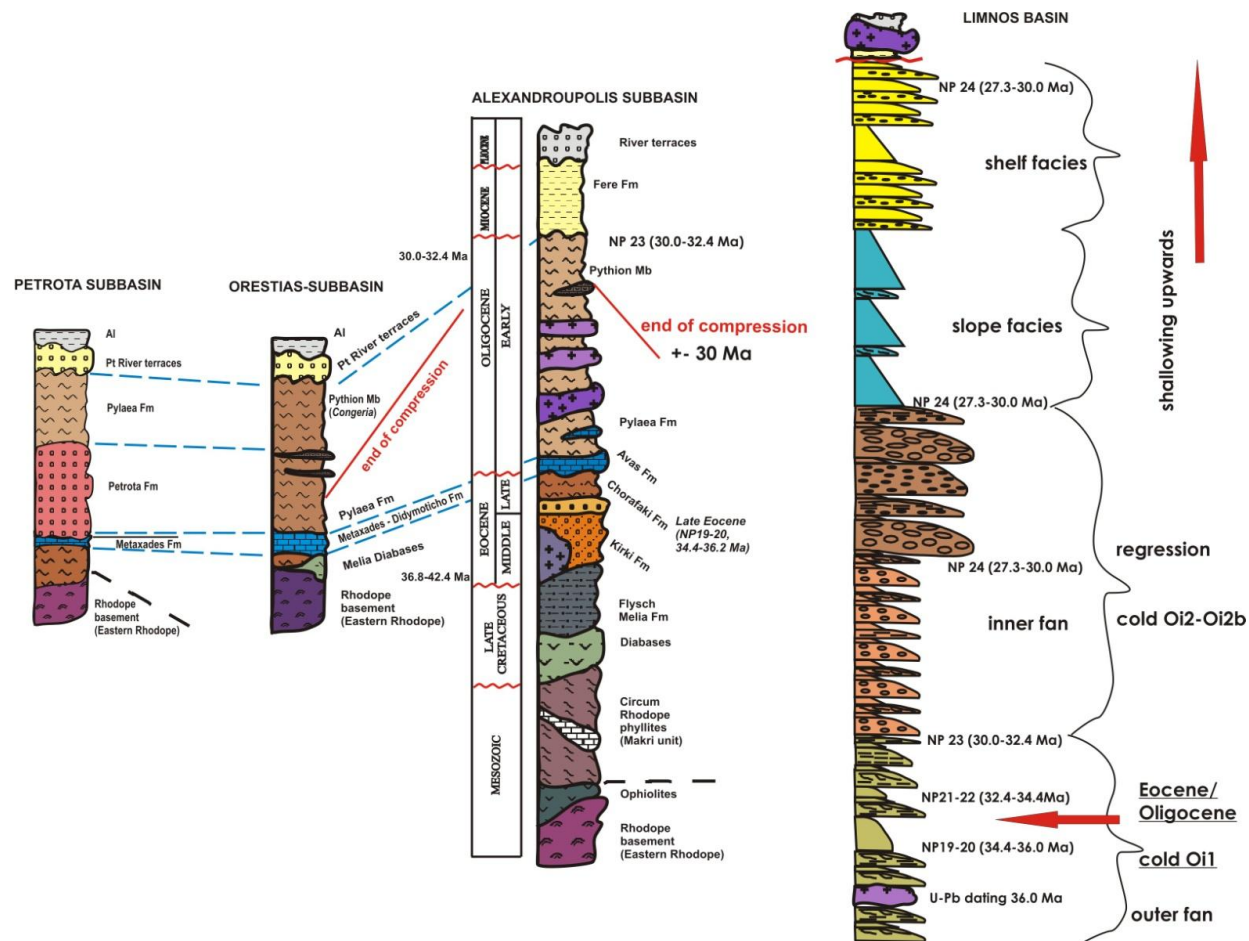
πιστοποιείται ότι η ιζηματογένεση ξεκίνησε νωρίτερα στο βόρειο τμήμα της λεκάνης (Εβρος) και συγκεκριμένα από το μέσο Ηώκαινο (NP16-17, 36.8-42.4 Ma), ενώ στο νότιο τμήμα της λεκάνης (Λήμνος) τα μέχρι στιγμής δεδομένα μας επιτρέπουν την πιστοποίηση της αρχαιότερης προσδιορισθείσας ηλικίας στο ανώτερο Ηώκαινο (NP19/20, 34.4-36.0 Ma), αλλά θα πρέπει να ληφθεί υπόψη ότι δεν καθορίστηκε στη Λήμνο η επαφή των ιζηματογενών πετρωμάτων με το υπόβαθρο.

Η ιζηματογένεση στη λεκάνη της Λήμνου παρουσιάζεται συνεχής, χωρίς εμφανείς ασυμφωνίες, υποδηλώνοντας γενικά ένα βαθύτερο περιβάλλον κατά το όριο Ολιγοκαίνου/Ηώκαινου, συμβάν το οποίο πιστοποιείται βιοστρωματογραφικά στις αποθέσεις των λοβών του εξωτερικού ριπιδίου στην τομή Ηφαιστία, προσφέροντας νέα στοιχεία αναφορικά με προγενέστερες μελέτες (πχ. Maravelis & Zelilidis, 2012), οι οποίοι και θεώρησαν την παρουσία του ορίου μέσα στους κροκαλοπαγείς ορίζοντες του εσωτερικού ριπιδίου (πχ. τομή Παναγιά). Με βάση τη νέα βιοστρωματογραφική και χρονοστρωματογραφική θεώρηση καθώς και τα παλαιοπεριβαλλοντικά-παλαιοκλιματικά δεδομένα που προέκυψαν από την παρούσα διατριβή (αύξηση του ψυχρού πλαγκτονικού τρηματοφόρου *C. unicanus*), το διάστημα που αντιστοιχεί στο όριο Ηώκαινου-Ολιγοκαίνου στις φάσεις λοβών του εξωτερικού ριπιδίου, μπορεί να συσχετιστεί με επιδράσεις της πρώτης παγκόσμιας επέκτασης των Ανταρκτικών παγετωδών καλυμμάτων (Oi1, 33.7 Ma).

Επιπροσθέτως, με βάση τα δεδομένα που προέκυψαν από την παρούσα διατριβή αλλά και αυτά των Papanikolaou & triantaphyllou (2010), Triantaphyllou & Papanikolaou (2012), το βόρειο τμήμα της λεκάνης της Θράκης παρουσιάζει αποθέσεις υφαλοκρηπίδας στο Κατώτερο Ολιγόκαινο και συγκεκριμένα στη βιοζώνη NP23 (30.0-32.4 Ma), ενώ στο νότιο τμήμα της λεκάνης οι αποθέσεις υφαλοκρηπίδας τοποθετούνται στη βιοζώνη NP24 (27.2-30.0 Ma), βελτιώνοντας τους προσδιορισμούς των Maravelis & Zelilidis (2012) που προσέδιδαν ηλικία στις εν λόγω αποθέσεις μέχρι τα 33.0 Ma (βιοζώνη NP21). Των αποθέσεων αυτών υπόκεινται μέσα στο κατώτερο Ολιγόκαινο αποθέσεις καναλιών εσωτερικού ριπιδίου και παχείς ορίζοντες κροκαλοπαγών που αντανακλούν την τοπική τεκτονική δραστηριότητα (συμπύεση) ενώ φαίνεται να επικρατούν και συνθήκες πτώσης της θαλάσσιας στάθμης και ως ένα βαθμό συνθήκες ψύχρανσης που σχετίζονται με την παγκόσμια επέκταση των Ανταρκτικών παγετωδών καλυμμάτων (Oi2 - Oi2b, 27–30.5 Ma). Τέλος, διαπιστώνεται ότι η ρήχυνση της λεκάνης της Θράκης ξεκίνησε

πρώτα από το βόρειο τμήμα της και στη συνέχεια ακολούθησε και το νότιο τμήμα της σε άμεση σχέση με την γεωδυναμική εξέλιξη της περιοχής, ενώ είναι αξιοσημείωτη η προφανής παρουσία ασυμφωνίας στο βόρειο τμήμα της λεκάνης, κατά το ανώτερο Ηώκαινο, γεγονός που δεν πιστοποιήθηκε στην λεκάνη της Λήμνου.

Όσον αφορά την εξέλιξη της λεκάνης του βορείου Αιγαίου μετά τη μελετηθείσα χρονική περίοδο του Ηωκαίνου-Ολιγοκαίνου, και κατά τη διάρκεια του Μειόκαινου μεγάλα τμήματα αυτής της λεκάνης ανυψώθηκαν μέχρι και την περίοδο του ανώτερου Μειοκαίνου - Πλειοκαίνου. Εκείνη την εποχή η νεοτεκτονική δραστηριότητα ξεκίνησε λόγω της προς τα δυτικά προέκτασης του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας (North Anatolian Fault), το οποίο ήταν η συνέπεια της σύγκρουσης μεταξύ της Αραβικής και της Ευρασιατικής πλάκας στην περιοχή του Καυκάσου. Οι επί του παρόντος ενεργές δομές στη λεκάνη του βορείου Αιγαίου είναι το αποτέλεσμα ενός νεοτεκτονικού καθεστώτος που αποτυπώνει μια προϋπάρχουσα κατώτερου Τριτογενούς αλπική και μολασσική δομή. Αυτές οι πρώιμες δομές αναπτύχθηκαν στο πλαίσιο των πρωτογενών ορογενετικών τόξων του ενεργού Ευρωπαϊκού Περιθωρίου (European Margin), του οποίου η νότια μετανάστευση αποτελεί το σημερινό Ελληνικό τόξο (Papanikolaou et al., 2002).



Εικόνα 7.4: Σχηματικές στρωματογραφικές στήλες των ιζηματογενών ακολουθιών του βόρειου (από Paranikolaou & Triantaphyllou 2010, Triantaphyllou & Paranikolaou, 2012) και του νότιου τμήματος της ελληνικής λεκάνης της Θράκης: ηλικίες, φάσεις και συσχέτιση με τα παγκόσμια κλιματικά συμβάντα.

8. Συμπεράσματα

Έπειτα από την παρατήρηση των ιζηματογενών ακολουθιών της Λήμνου (τομές Ηφαιστία, Παναγιά, Κάσπακα και Καμίνια) και τις σχετικές μικροπαλαιοντολογικές, βιοστρωματογραφικές και παλαιοπεριβαλλοντικές αναλύσεις προκύπτουν τα εξής συμπεράσματα:

- ✓ Η μελετηθείσα περιοχή καλύπτει το χρονοστρωματογραφικό διάστημα Αν. Ηώκαινο/Κατ. Ολιγόκαινο (Πριαμπόνιο/Ρουπέλιο) και τις βιοζώνες E15 έως και O4 με βάση τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα, και NP19/20 έως και NP24 με βάση τα ασβεστολιθικά ναννοαπολιθώματα.
- ✓ Το όριο Ηωκαίνου-Ολιγοκαίνου επαναπροσδιορίστηκε σε σχέση προηγούμενες δημοσιεύσεις (πχ. Maravelis & Zelilidis, 2012) και τοποθετείται σαφώς εντός των κατώτερων τμημάτων του τουρβιδιτικού συστήματος (φάση λοβών εξωτερικού ριπιδίου, 33 m από την βάση της τομής Ηφαιστία).
- ✓ Πραγματοποιήθηκε για πρώτη φορά λεπτομερής ανάλυση των πλαγκτονικών τρηματοφόρων ηλικίας Ηωκαίνου / Ολιγοκαίνου στην περιοχή της Λήμνου με αποτέλεσμα να προστεθούν νέα δεδομένα για την βιογεωγραφική και βιοστρωματογραφική εξάπλωση του είδους *D. liqianyu* σε παγκόσμια βάση καθώς μέχρι σήμερα είχε εντοπιστεί μόνο στο νότιο Ινδικό Ωκεανό στα ODP Site 738 (Kerguelen Plateau) και ODP Site 761 (Wombat Plateau) και μέχρι τη βιοζώνη O1. Με βάση τα νέα δεδομένα η *D. liqianyu* εντοπίζεται στη Μεσόγειο θάλασσα (Λήμνος) και τουλάχιστον μέχρι τη βιοζώνη O4.
- ✓ Ο δείκτης P/B% σε συνδυασμό με την παλαιοβαθυμετρική ανάλυση και τα ποιοτικά χαρακτηριστικά της πανίδας των τρηματοφόρων έδειξε τη σαφή ρήγευση της περιοχής μελέτης για το χρονικό διάστημα ανώτερο Ηώκαινο-κατώτερο Ολιγόκαινο. Συγκεκριμένα πιστοποιήθηκαν παλαιοβάθη απόθεσης ~700-1100 m για τις φάσεις ριπιδίου και ~350 -450 m για τις φάσεις υφαλοκρηπίδας.
- ✓ Κατά το ανώτερο Ηώκαινο οι δείκτες οξυγόνου έδειξαν διαστήματα δυσοξίας που οφείλονται κυρίως στην παρουσία του γένους *Globobulimina*, ενώ η παρουσία πλαγκτονικών αντιπροσώπων χαμηλών θερμοκρασιών, όπως

των paragloborotaliids, globigerinids και chiloguembelinids πιθανόν να υποδηλώνουν σταδιακή ψύχρανση ήδη από το ανώτερο Ηώκαινο.

- ✓ Το όριο Ηωκαίνου-Ολιγοκαίνου χαρακτηρίζεται από καλά οξυγονωμένες συνθήκες του πυθμένα. Τα υψηλά ποσοστά του *C. unicanus* στη σύνθεση της πανίδας των πλαγκτονικών τρηματοφόρων πιστοποιούν μία ισχυρή τάση ψύχρανσης των υδάτων στις αρχές του Ολιγοκαίνου (Βιοζώνη O1) που πιθανόν συνδέεται με το παγκόσμιο ψυχρό συμβάν Oi1 στα 33.7 Ma.
- ✓ Στο κατώτερο Ολιγόκαινο οι υψηλές τιμές των δεικτών οξυγόνωσης υποδηλώνουν υψηλές περιεκτικότητες του οξυγόνου στα βαθέα ύδατα. Ωστόσο, η παρουσία του συμφυρματοπαγούς γένους *Bathysiphon* συνδέεται με την παρουσία τουρβιδιτικών ρευμάτων, ενώ σε συνδυασμό με την παρουσία του γένους *Bolivina* δείχνει διαστήματα χαμηλής οξυγόνωσης που οφείλονται στην αυξημένη παροχή του οργανικού υλικού. Επίσης, η παρουσία της *C. cubensis*, *P. nana* και *C. unicanus*, υποδηλώνει αυξημένη παραγωγικότητα σε όλο το εύρος της υδάτινης στήλης, που πιθανά συσχετίζεται με έντονη ανάμειξη των υδάτων κατά τη διάρκεια ψυχρών κλιματικών συνθηκών (Oi2 - Oi2b, 27–30.5 Ma).

Όσον αφορά τη σύγκριση των αποθέσεων λεκάνης της Λήμνου στο Ηώκαινο-Ολιγόκαινο με τη θαλάσσια λεκάνη της Λήμνου στο Ολόκαινο:

- ✓ Οι πλαγκτονικές και βενθονικές συγκεντρώσεις των τρηματοφόρων που αναγνωρίστηκαν στη λεκάνη της Λήμνου κατά τη διάρκεια του ανώτερου Ηωκαίνου-κατώτερου Ολιγοκαίνου είναι διαφορετικές από αυτές του Ολοκαίνου, ενώ για πολλά από τα είδη που επιβίωσαν οι οικολογικές τους προτιμήσεις πιθανόν να έχουν αλλάξει με το χρόνο.
- ✓ Σύμφωνα με τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα, οι κλιματικές συνθήκες που επικρατούσαν κατά τη διάρκεια της ιζηματογένεσης της λεκάνης της Λήμνου την περίοδο του ανώτερου Ηωκαίνου-κατώτερου Ολιγοκαίνου ήταν περισσότερο ψυχρές, ενώ αντίθετα η λεκάνη της Λήμνου την περίοδο του Ολοκαίνου χαρακτηρίζεται από θερμό κλίμα (σαπροπηλός S1).
- ✓ Σύμφωνα με τα βενθονικά τρηματοφόρα, η λεκάνη της Λήμνου την περίοδο του ανώτερου Ηωκαίνου-κατώτερου Ολιγοκαίνου χαρακτηρίζεται από καλά

οξυγονωμένες συνθήκες του πυθμένα σε αντίθεση με την περίοδο του Ολοκαίνου όπου ο σαπροπηλός S1 χαρακτηρίζεται κυρίως από δυσοξικές συνθήκες με αυτές του S1a να είναι πιο έντονες από αυτές του S1b.

- ✓ Ωστόσο διαστήματα χαμηλής οξυγόνωσης του πυθμένα παρατηρούνται και κατά την περίοδο του ανώτερου Ηωκαίνου-κατώτερου Ολιγοκαίνου, ενώ ο αυξημένος αριθμός των bolivinids στις συνθήκες χαμηλής οξυγόνωσης κατά το Ηώκαινο/Ολιγόκαινο σε αντίθεση με τον αυξημένο αριθμό των *Globobulimina* και *Chilostomella* στις δυσοξικές συνθήκες του Ολοκαίνου πιθανόν να οφείλονται σε διαφορετικές περιβαλλοντικές συνθήκες που σχετίζονται με τουρβιδιτικές αποθέσεις

Όσον αφορά τη σύγκριση των άνω-Ηωκαινικών/κάτω Ολιγοκαινικών αποθέσεων στο βόρειο και στο νότιο τμήμα της ελληνικής λεκάνης της Θράκης:

- ✓ Σε αντίθεση με το βόρειο τμήμα της λεκάνης της Θράκης, η ιστορία ιζηματογένεσης του νότιου τμήματος της λεκάνης της Θράκης (Λήμνος) υποδηλώνει συνεχή ιζηματογένεση κατά το Ηώκαινο - Ολιγόκαινο.
- ✓ Η ιζηματογένεση ξεκίνησε νωρίτερα στο βόρειο τμήμα της λεκάνης (Εβρος) και συγκεκριμένα από το Μέσο Ηώκαινο (NP16-17, 36.8-42.4 Ma), ενώ στο νότιο τμήμα της λεκάνης (Λήμνος) τα μέχρι στιγμής δεδομένα μας επιτρέπουν την πιστοποίηση της αρχαιότερης προσδιορισθείσας ηλικίας στο Ανώτερο Ηώκαινο (NP19/20, 34.4-36.0 Ma), αλλά θα πρέπει να ληφθεί υπόψη ότι δεν καθορίστηκε στη Λήμνο η επαφή των ιζηματογενών πετρωμάτων με το υπόβαθρο.
- ✓ Η ιζηματογένεση στη λεκάνη της Λήμνου παρουσιάζεται συνεχής, χωρίς εμφανείς ασυμφωνίες, υποδηλώνοντας γενικά ένα βαθύτερο περιβάλλον κατά το όριο Ολιγοκαίνου/Ηωκαίνου.
- ✓ Το βόρειο τμήμα της λεκάνης της Θράκης παρουσιάζει αποθέσεις υφαλοκρηπίδας στο κατώτερο Ολιγόκαινο και συγκεκριμένα στη βιοζώνη NP23 (30.0-32.4 Ma), ενώ στο νότιο τμήμα της λεκάνης οι αποθέσεις υφαλοκρηπίδας τοποθετούνται στη βιοζώνη NP24 (27.2-30.0 Ma).
- ✓ Διαπιστώνεται ότι η τάση ρήχυνσης στο ελληνικό τμήμα της λεκάνης της Θράκης ξεκίνησε πρώτα από το βόρειο τμήμα της και στη συνέχεια

ακολούθησε και το νότιο τμήμα της σε άμεση σχέση με την γεωδυναμική εξέλιξη της περιοχής, καθώς είναι αξιοσημείωτη η προφανής παρουσία ασυμφωνίας στο βόρειο τμήμα της λεκάνης, κατά το ανώτερο Ηώκαινο, γεγονός που δεν πιστοποιείται με τα μέχρι στιγμής δεδομένα στην λεκάνη της Λήμνου.

9. Περίληψη

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Σκοπός της παρούσας διδακτορικής διατριβής είναι ο υψηλής ανάλυσης βιοστρωματογραφικός προσδιορισμός των διαστημάτων ενδιαφέροντος στην υπό μελέτη περιοχή με βάση λεπτομερείς μικροπαλαιοντολογικές αναλύσεις, καθώς και η εξαγωγή συμπερασμάτων που αφορούν την παλαιοπεριβαλλοντική ανάλυση και παλαιοωκεανογραφία της περιοχής, καθώς και συγκριτικές παρατηρήσεις με βάση δεδομένα από την λεκάνη του Εβρου στα πλαίσια της γεωδυναμικής εξέλιξης της λεκάνης της Θράκης.

Η περιοχή μελέτης (Λήμνος) βρίσκεται στη βορειοανατολική περιοχή της Μεσογείου, και πιο συγκεκριμένα στο βορειοανατολικό Αιγαίο πέλαγος. Από την περιοχή μελέτης συλλέχθηκαν συνολικά 282 δείγματα προερχόμενα από Ηωκαινικές-Ολιγοκαινικές αποθέσεις της Λήμνου. Η δειγματοληψία των γεωλογικών τομών που ερευνήθηκαν στην ύπαιθρο έγινε στο πλαίσιο των ιζηματογενών φάσεων που εμφανίζονται στην περιοχή. Στην τομή Καμίνια (περιοχή Καμίνια, φάση ηφαλοκρηπίδας/shelf facies) πάχους περίπου 100m η δειγματοληψία έγινε με βήμα ~1.3m. Στην τομή Κάσπακα (περιοχή Κάσπακα, φάση κατωφέρειας/slope facies) πάχους 50m η δειγματοληψία έγινε ανά ~1m, ενώ στην τομή Παναγιά (περιοχή Παναγιά, φάση καναλιών/channel fill facies, εσωτερικού ριπιδίου/inner fan) πάχους 30m η δειγματοληψία έγινε ανά ~0.5m. Τέλος, στην τομή Ηφαιστία (περιοχή Ηφαιστία, φάση λοβών/lobe facies, εξωτερικού ριπιδίου/outer fan) συνολικού πάχους 85m η δειγματοληψία έγινε ανά 0.6m στα πρώτα 50m, ενώ στα υπόλοιπα 35m της τομής η δειγματοληψία έγινε ανά ~1.8m.

Από την βιοστρωματογραφική ανάλυση των δειγμάτων των τομών της Λήμνου προκύπτει ότι η μελετηθείσα περιοχή καλύπτει το διάστημα ανώτερο Ηώκαινο / κατώτερο Ολιγόκαινο (Πριαμπόνιο / Ρουπέλιο) και τις βιοζώνες E15 έως και O4 με βάση τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα, και NP19/20 έως και NP24 με βάση τα ασβεστολιθικά ναννοαπολιθώματα. Το όριο Ηωκαίνου / Ολιγοκαίνου (E / O) (πάνω από τη βιοζώνη NP20) διακρίνεται σαφώς εντός των κατώτερων τμημάτων του τουρβιδιτικού συστήματος (εντός της τομής Ηφαιστία). Τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα ηλικίας Ηωκαίνου / Ολιγοκαίνου μελετήθηκαν και αναλύθηκαν για

πρώτη φορά λεπτομερώς στην περιοχή της Λήμνου, με αποτέλεσμα να προσδιοριστούν τα εξής είδη: *Dipsidripella liqianyi*, *Catapsydrax unicavus*, *Globigerina officionalis*, *Paragloborotalia nana*, *Chiloguembelina cubensis*, *Dentoglobigerina* sp., *Turborotalia* sp. και *Turborotalia cerroazulensis*, προσθέτοντας νέα δεδομένα για την βιογεωγραφική εξάπλωση του είδους *D. liqianyi* σε παγκόσμια βάση.

Έπειτα από την ανάλυση των βενθονικών τρηματοφόρων ο δείκτης P/B% σε συνδυασμό με το μοντέλο των van der Zwaan et al. (1990) και τα ποιοτικά χαρακτηριστικά της πανίδας των τρηματοφόρων έδειξε τη σαφή ρήχυνση της περιοχής μελέτης για το χρονικό διάστημα ανώτερο Ηώκαινο-κατώτερο Ολιγόκαινο. Στο ανώτερο Ηώκαινο εντοπίστηκαν διαστήματα δυσοξίας που οφείλονται κυρίως στην παρουσία του γένους *Globobulimina*, ενώ η παρουσία πλαγκτονικών αντιπροσώπων χαμηλών θερμοκρασιών, όπως των *paragloborotaliids*, *globigerinids* και *chiloguembelinids* πιθανόν να υποδηλώνουν σταδιακή ψύχρανση ήδη από το ανώτερο Ηώκαινο. Το όριο Ηωκαίνου-Ολιγοκαίνου χαρακτηρίζεται από καλά οξυγονωμένες συνθήκες του πυθμένα, ενώ τα υψηλά ποσοστά του *C. unicavus* στη σύνθεση της πανίδας των πλαγκτονικών τρηματοφόρων πιστοποιούν μία ισχυρή τάση ψύχρανσης των υδάτων στις αρχές του Ολιγοκαίνου (Βιοζώνη O1) που πιθανόν συνδέεται με το παγκόσμιο ψυχρό συμβάν Oi1 στα 33.7 Ma. Τέλος, το κατώτερο Ολιγόκαινο χαρακτηρίζεται και αυτό από καλά οξυγονωμένες συνθήκες του πυθμένα οι οποίες κατά διαστήματα διακόπτονται από συνθήκες χαμηλής οξυγόνωσης, ενώ η παρουσία του γένους *Bathysiphon* υποδεικνύει την παρουσία τουρβιδιτικών ρευμάτων και η παρουσία των *C. cubensis*, *P. nana* και *C. unicavus*, υποδηλώνει αυξημένη παραγωγικότητα σε όλο το εύρος της υδάτινης στήλης, που πιθανά συσχετίζεται με έντονη ανάμειξη των υδάτων κατά τη διάρκεια ψυχρών κλιματικών συνθηκών (Oi2 - Oi2b, 27–30.5 Ma).

Λέξεις κλειδιά: Ηώκαινο, Ολιγόκαινο, Όριο Ηωκαίνου/Ολιγοκαίνου, πλαγκτονικά τρηματοφόρα, βενθονικά τρηματοφόρα, Λήμνος, λεκάνη της Θράκης.

ABSTRACT

The paleoenvironmental conditions during the sedimentation in Lemnos Island (Northeast Aegean Sea) are studied based on qualitative analysis of calcareous nannoplankton and quantitative analysis of planktonic and benthic foraminifera. The samples were collected from the geological sections (Ifestia section, Panagia section, Kaspaka section and Kaminia section) according to the sedimentary facies that occur in the region. The biostratigraphic analysis of calcareous nannoplankton and planktonic foraminifera recommend that the sedimentation in Lemnos Island took place on the time interval Upper Eocene/Lower Oligocene (Priabonian/Rupelian). The Eocene/Oligocene boundary (E/O) is clearly seen into the lower part of turbiditic system (Ifestia section). It was the first time that planktonic foraminifera of this age interval were studied and analyzed in detail in Lemnos Island. The species *Dipsidripella liqianyui*, *Catapsydrax unicavus*, *Globigerina officionalis*, *Paragloborotalia nana*, *Chiloguembelina cubensis*, *Dentoglobigerina* sp., *Turborotalia* sp. and *Turborotalia cerroazulensis* were indentified, while *D. liqianyui* adding new data on the biogeographical distribution in global basis.

According to benthic foraminifera analysis the P/B% ratio in conjunction with the model of the van der Zwaan et al. (1990) and the qualitative analysis of foraminifera showed clear shallowing-upward trend of the study area for upper Eocene-lower Oligocene epoch. At the upper Eocene the presence of *Globobulimina* confirmed dysoxic intervals, while the presence of paragloborotaliids, globigerinids and chiloguembelinids may suggest a gradual cooling event since the upper Eocene. The Eocene-Oligocene boundary is characterized by well-oxygenated bottom waters, while the high presence of *C. unicavus* certifies a strong cooling event in the early Oligocene (biozone O1) probably linked to global cold Oi1 event at 33.7 Ma. Finally, during the lower Oligocene there are well oxygenated bottom waters which are intermittently interrupted by low oxygenated conditions, while *Bathysiphon* indicates the presence of turbidite currents, and *C. cubensis*, *P. nana*, *C. unicavus* indicates high productivity over the range of water column, possibly correlated with mixing water during the cold event Oi2 - Oi2b (27-30.5 Ma).

Keywords: Eocene, Oligocene, E/O boundary, planktonic foraminifera, benthic foraminifera, Lemnos Island, Thrace basin.

10. Βιβλιογραφία

- Alegret, A., and Thomas, E., 2001. Upper Cretaceous and lower Paleogene benthic foraminifera from northeastern Mexico. *Micropaleontology*, v. 47, p. 269–316.
- Alegret, A., Molina, E. and Thomas, E., 2003. Benthic foraminiferal turnover across the Cretaceous/ Paleogene boundary at Agost (southeastern Spain): paleoenvironmental inferences. *Marine Micropaleontology* 48, 251-279.
- Alegret, L., Cruz, L.E., Fenero, R., Molina, E., Ortiz, S. and Thomas, E., 2008. Effects of the Oligocene climatic events on the foraminiferal record from Fuente Caldera section (Spain, western Tethys). *Pal.Pal.Pal.*, 269, 94-102.
- Alegret, L., Ortiz, S., Arenillas, I. and Molina, E., 2010. What happens when the ocean is overheated? The foraminiferal response across the Paleocene–Eocene Thermal Maximum at the Alamedilla section (Spain). *Geological Society of America Bulletin* 122 (9–10), 1616–1624. doi:10.1130/B30055.1.
- Alve, E., 1995. Benthic foraminifera response to estuarine pollution: a review. *Journal of Foraminiferal Research*, 25, 190–203.
- Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A. and Barka, A., 1999. Westward propagation of the North Anatolian Fault into the northern Aegean: timing and kinematics. *Geology* 27, 267–270.
- Aubreu, V.S. and Anderson, J.B., 1998. Glacial eustasy during the Cenozoic: Sequence stratigraphic implications. *Am. Assoc. Pet. Geol.* 82, 1385-1400.
- Aubry, M.P., 1992. Late Paleogene calcareous nannoplankton evolution: A tale of climatic deterioration. In: Prothero, D.R., Berggren, W.A. (Eds.), *Eocene-Oligocene Climatic and Biotic Evolution*. Princeton Univ. Press, Princeton, p. 272-309.
- Bandy O., 1960. General correlation of foraminiferal structure with environment, *International Geological Congress, XXX Session (Norden)*, 22, 7-9.
- Barbieri, R., 1992. Oligocene through Palaeogene/Neogene boundary foraminifera of the northern Mesohellenic Basin (Macedonia, Greece): biostratigraphy and palaeoecologic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 99, 193–211.
- Barker, P.F. and Thomas, E., 2004. Origin, signature and paleoclimatic influence of the Antarctic Circumpolar Current. *Earth-Science Reviews* 66, 143–162.
- Benson, H.R., 1975. The origin of the psychrosphere as recorded in changes of deep-sea ostracode assemblages. *Lethaia* 8, 69-83.

- Berger, W.H., Killingley, J.S. and Vincent, E., 1978. Stable isotopes in deep sea carbonates: Box core ERDC-92, West Equatorial Pacific: *Oceanologica Acta*, v. 1, p. 203-216.
- Berger, W.H. and Dicsler-Haass, L., 1988. Paleoproductivity: the benthic/planktonic ratio in foraminifera as a productivity index. *Mar. Geol.* 81, 15-25, 4 Figs., 1 Tab., Amsterdam.
- Berggren, W.A., 1971. Tertiary boundaries and correlations, in Funnel, B.P. and Riedel, W.R., (eds.), *Micropaleontology of the Oceans: Cambridge University Press*, Cambridge: p. 693- 809.
- Berggren, W.A., 1992. Neogene planktonic foraminiferal magnetobiostratigraphy of the southern Kerguelen Plateau (Sites 747, 748 and 751). In: Wise Jr., S.W., Schlich, R., et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 120. Ocean Drilling Program, College Station, TX*, 631–647.
- Berggren, W.A. and Miller, K.G., 1988. Paleogene tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetobiochronology. *Micropaleontology*, v. 34, p. 362-380.
- Berggren, W.A. and Prothero, D.R., 1992. Eocene-Oligocene climatic and biotic evolution: An overview. In: Prothero, D.R., Berggren, W.A. (Eds.), *Eocene-Oligocene Climatic and Biotic Evolution. Princeton Univ. Press*, Princeton, p. 1-28.
- Berggren, W.A. and Pearson, P.N., 2005. A revised tropical to subtropical Paleogene planktonic foraminiferal zonation: *Journal of Foraminiferal Research*, v. 35, p. 279-298.
- Berggren, W.A. and Pearson, P.N., 2006. Tropical and subtropical planktonic foraminiferal zonation of the Eocene and Oligocene, in Pearson, P. N., Olsson, R. K., Huber, B. T., Hemleben, C. and Berggren, W. A. (eds.), *Atlas of Eocene Planktonic Foraminifera: Cushman Foundation Special Publication No. 41*, p. 29–40.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Flynn, J.J. and Van Couvering J.A., 1985. Paleogene geochronology and chronostratigraphy, in Snelling, N.J. (ed.), *The Chronology of the Geological Record: Geological Society of London Memoir*, v. 10, p.141-195.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher III, C.C. and Aubry, M.P., 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy, in Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C., III, Aubry, M.-P. and Hardenbol, J., (eds.), *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation: SEPM (Society for Sedimentary)*, 212.

- Berggren, W.A., Wade B.S. and Pearson P.N., 2015. Oligocene chronostratigraphy and planktonic foraminiferal biostratigraphy: historical review and current state-of-the-art. *Atlas of Oligocene Planktonic Foraminifera*: Cushman Foundation Special Publication no. 4x p. xx-xx, 201x.
- Bernard, J.M. and Sen Gupta, B.K., 1999. Foraminifera of oxygen-depleted environments. In: Sen Gupta, B.K. (Ed.), *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 201–216.
- Beyrich, E., 1854. Über die Stellung der hessischen Tertiärbildungen. Bericht, Verhandlungen königlichen preussischen Akademie Wissenschaft, Berlin: p. 640-666.
- Blow, W.H., 1979. The Cainozoic Globigerinida, a study of the morphology, taxonomy, evolutionary relationships and the stratigraphical distribution of some globigerinida. *Leiden, E. J. Brill*, 1413 pp.
- Boccaletti, M., Calamita, F., Centamore, E., Chiocchini, U., Deiana, G., Micarelli, A., Moratti, G., and Potetti, M., 1986. Evoluzione dell'Appennino tosco-umbro-marchigiano durante il Neogene. *G. Geol., Ser. 3*, 48, 1-2, 227-233.
- Boersma, A., Hall, M.A. and Given, Q., 1979. Carbon and oxygen isotope records at DSDP Site 384 (North Atlantic) and some Paleocene paleotemperatures and carbon isotope variations in the Atlantic Ocean: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, U.S. *Government Printing Office*, Washington, D.C., v. 43, p. 695-715.
- Boersma, A., Premoli, S.I. and Shackleton, N.J., 1987. Atlantic Eocene planktonic foraminiferal paleohydrographic indicators and stable isotope paleoceanography: *Paleoceanography*, v. 2, p. 287-331.
- Bonev, N., Burg, J.P. and Ivanov, Z., 2006. Mesozoic-tertiary structural evolution of an extensional gneiss dome—the Kesebir–Kardamos dome, eastern Rhodope (Bulgaria–Greece). *Int. J. Earth Sci.* 95, 318–340.
- Bown P.R., 1998. Calcareous nannofossils biostratigraphy. *Kluwer Academic Press*, 315 pp.
- Burchfiel, B.C., Nakov, R. and Tzankov, T., 2003. Evidence from the Mesta half-graben, SW Bulgaria, for the late Eocene beginning of Aegean extension in the Central Balkan Peninsula. *Tectonophysics*, 375, 61 – 76.

- Cande, S. and Kent, D.V., 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic: *Journal of Geophysical Research*, v.100, p. 6093 – 6095.
- Caracciolo, L., Critelli, S., Innocenti, F., Kolios, N. and Manetti, P., 2011. Unraveling provenance from Eocene–Miocene sandstones of the Thrace Basin, NE Greece. *Sedimentology* 58, 1988–2011.
- Cavalier-Smith, T., 2010. Kingdoms Protozoa and Chromista and the eozoan root of the eukaryotic tree. *Biol. Lett.* 6 (3), 23 Jun 2010: 342-345.
- Coccioni, R., Marsili, A., Montanari, A., Bellanca, A., Neri, R., Bice, D.M., Brinkhuis, H., Church, N., Macalady, A., Mcdaniel, A., Deino, A., Lirer, F., Sprovieri, M., Maiorano, P., Monechi, S., Nini, C., Nocchi, M., Pross, J., Rochette, P., Sagnotti, L., Tateo, F., Touchard, Y., Van Simaey, S. and Williams, G.L., 2008. Integrated stratigraphy of the Oligocene pelagic sequence in the Umbria-Marche basin (northeastern Apennines, Italy): A potential Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the Rupelian/Chattian boundary: *Geological Society of America Bulletin*, v. 120, p. 487–511.
- Corliss, B.H., 1979. Response of deep-sea benthonic foraminifera to development of the psychrosphere near the Eocene/Oligocene boundary, *Nature*, 282, 63-65.
- Corliss, B.H., 1985. Microhabitats of benthic foraminifera within deep-sea sediments. *Nature*, 314, 435–438.
- Corliss, B.H., 1991. Morphology and microhabitat preferences of benthic foraminifera from the northwest Atlantic Ocean. *Mar. Micropaleontol.* 17, 195-236, 2 Pls., 2 Figs., 3 Tabs., Amsterdam.
- Corliss, B.H. and Chen, C., 1988. Morphotype patterns of Norwegian Sea deep-sea benthic foraminifera and ecological implications. *Geology*, 16, 716-719.
- Corliss, B.H. and Emerson, S., 1990. Distribution of Rose Bengal stained deep-sea benthic foraminifera from the Nova Scotia continental margin and Gulf of Maine. *Deep-Sea Res.* 37,381-400, 7 Figs., 1 Tab., Washington.
- Corliss, B.H., Martinson, D.G. and Keffer, T., 1986. Late Quaternary deep-ocean circulation. *Geological Society of America Bulletin* 97, 1106–1121.

- Coxall, H. and Wilson, P., 2011. Early Oligocene glaciation and productivity in the eastern equatorial Pacific; insights into global carbon cycling. *Paleoceanography*, 26, PA2221.
- Coxall, H.K. and Pearson, P. N., 2007. The Eocene-Oligocene transition, in Williams, M, Haywood, A. M., Gregory, J. and Schmidt, D. N., (eds), Deep time perspectives on climate change: Marrying the signal from computer models and biological proxies. The Micropaleontological Society, Special Publications: *The Geological Society*, London, p. 351-387.
- Coxall, H.K., Pearson, P.N., Shackleton, N.J. and Hall, M.A., 2000. Hantkeninid depth adaptation: An evolving life strategy in a changing ocean: *Geology*, v. 28, p. 87-90.
- Csepregy-Meznerics, I., 1964a. Anayse de las faune de Peyrère (Bassin d'Adour) et de l'Aquitaniens du Bordelais et du Bazadais. Memoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, no. 28, *Colloque sur le Paleogène*, v. 1: p. 455-466.
- Csepregy-Meznerics, I., 1964b. Le problem du "Chattien"-Aquitaniene du point de vue de l'histoire de la subdivision du Miocene. Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, no. 28, *Colloque sur le Paleogène*, II, p. 893-907.
- D'Hondt, S. and Zachos, J.C., 1993. On stable isotopic variation and earliest Paleocene planktonic foraminifera: *Paleoceanography*, v. 8, p. 527-547.
- D'Hondt, S., Zachos, J.C. and Schultz, G. 1994. Stable isotope signals and photosymbiosis in late Paleocene planktic foraminifera: *Paleobiology*, v. 20, p. 391-406.
- Dall'Antonia, B., Bossio, A. and Guernet C., 2003. The Eocene/Oligocene boundary and the psychrospheric event in the Tethys as recorded by deep-sea ostracods from the Massignano Global Boundary Stratotype Section and Point, Central Italy. *Marine Micropaleontology* 48, p. 91-106.
- D'Atri, A., Zuffa, G.G., Cavazza, W., Okay, A.I. and Di Vincenzo, G., 2012. Detrital supply from subduction/accretion complexes to the Eocene–Oligocene postcollisional southern Thrace Basin (NW Turkey and NE Greece). *Sediment. Geol.* 243-244, 117–129.
- Davis, E., 1960. The volcanic rocks of Limnos Island. *Ann. Géol. Pays. Hell.*, 11, 1-83.

- De Man, E., Van Simaey, S., Vandenberghe, N., Harris, W.B. and Wample, J.M., 2010. On the nature and chronostratigraphic position of the Rupelian and Chattian stratotypes in the southern North Sea basin: *Episodes*, v. 13, p. 3-14.
- Den Dulk, M., Reichert, S., Van Heyst, S., Zachariasse, W.J. and Van der Zwan, G.J., 2000. Benthic foraminifera as proxies of organic matter flux and bottom water oxygenation? A case history from the northern Arabian Sea. *Marine Micropaleontology*, 161, 337-359.
- Dercourt, J., Zonenshain L.P., Ricou, L.E., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I.M., Geussant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Bazhenov M.L., Lauer, J.P., Biju-Duval, B., 1986. Geological Evolution of the Tethys belt from the Atlantic of the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123, 241-315.
- Dercourt, J., L.P. Zonenshain, L.-E. Ricou, V.G. Kazmin. X. de Pichon, A.L. Knippcr, C. Grandjacquet, I.M. Sbertshikov, J. Geysant. C. Lepvrier. D.H. Perchersky, J. Boulin, J.-C. Sibuet, L.a. Savostin, O. Sorokthin, M. Westphal, M.L. Razhenov, J.P. Laucr and B. Biju-Duual, 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123, 241-315.
- Douglas, R.G. and Savin, S.M., 1978. Oxygen isotopic evidence for the depth stratification of the Tertiary and Cretaceous planktic foraminifera: *Marine Micropaleontology*, v. 3, p. 175-196.
- Douglas, R.G. and Woodruff, F., 1981. Deep-sea Benthic Foraminifera. In: Emiliani, C. (Ed.), *The Sea, The Oceanic Lithosphere*, 7. Wiley, New York, pp. 1233–1327.
- Drinia, H., 2009. Palaeoenvironmental reconstruction of the Oligocene Afales Basin, Ithaki island, western Greece. *Cent. Eur. J. Geosci.*, 1-18.
- Eichwald, C.E. von. 1830. *Zoologia specialis*. Vilnae: D.E. Eichwaldus 2: 1-323.
- Eldrett, J.S., Harding, I.C., Wilson, P.A., Butler, E. and Roberts, A.P., 2007. Continental ice in Greenland during the Eocene and Oligocene. *Nature* 446, 176–179.
- Emiliani, C., 1954a. Depth habitats of some species of pelagic foraminifera as indicated by oxygen isotopes ratios. *American Journal of Science*, 252, 149–158.
- Emiliani, C., 1954b. Temperatures of Pacific bottom waters and polar superficial waters during the Tertiary. *Science*, 119, 853–855.

- Fenero, R., Thomas, E., Alegret, A. and Molina, E., 2012. Oligocene benthic foraminifera from the Fuente Caldera section (Spain, western Tethys): taxonomy and paleoenvironmental inferences. *Journal of Foraminiferal Research*, v. 42, no. 4, 286–304.
- Fenero, R., Cotton, L., Molina, E. and Monechi, S., 2013. Micropalaeontological evidence for the late Oligocene Oi-2b global glaciations event at the Zarabanda section, Spain. *Pal. Pal. Pal.*, 369, 1-13.
- Fytikas, M., Giuliani, O., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A., Rita, F. and Villari, L., 1979. Neogene Volcanism of the Northern and Central Aegean region. *Ann. Géol. Pays. Hell.*, 30, 106-129.
- Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A. and Villari, L., 1984. Tertiary to Quaternary evolution of the volcanism in the Aegean Region. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.). *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geological Society of London Special Publications*, pp. 687–699.
- Galeotti, S., Kaminski, M.A., Coccioni, R. and Speijer, R., 2004. High-resolution Deep-Water Agglutinated Foraminiferal record across the Paleocene/Eocene transition in the Contessa Road Section (central Italy) In: Bubík, M. & Kaminski, M.A. (eds), *Proceedings of the Sixth International Workshop on Agglutinated Foraminifera. Grzybowski Foundation Special Publication*, 8, 83-103.
- 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. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 287:101–115.
- Gibson, T.G., 1988. Assemblage characteristics of modern benthic foraminifera and application to environmental interpretation of Cenozoic deposits of eastern North America. *Rev. Paleobiol.* Vol. Spec. No. 2. 777-787, 19 Figs., Geneva.
- Goldstein, S.T., Watkins, G.T. and Kuhn, R.M., 1995. Microhabitats of salt marsh foraminifera: St. Catharines Island, Georgia, USA. *Micropaleontology*, 26: 17-29.
- Gooday, A.J., 1994. The biology of deep-sea foraminifera: a review of some advances and their applications in paleoceanography. *Palaaios* 9, 14-31, 3 Figs., 3 Tabs., Tulsa.

- Gooday, A.J., 2003. Benthic foraminifera (Protista) as tools in deep-water paleoceanography: a review of environmental influences on faunal characteristics. *Advances in Marine Biology*, 46, 1–90.
- Gorur, N. and Okay, A., 1996. A fore-arc origin for the Thrace Basin, NW Turkey, *Geologische Rundschau*, 85, 662–668.
- Görür, N. and Elbek, S., 2013. Tectonic events responsible for shaping the Sea of Marmara and its surrounding region. *Geodin. Acta* 26, 1–11.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G. 2004. A geologic time scale 2004. Cambridge University Press, Cambridge UK, 589 pp.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M. 2012. The geologic time scale 2012. Elsevier, Amsterdam, 1144 pp.
- Gross, O. 2002. Sediment interactions of foraminifera: implications for food degradation and bioturbation processes. *Journal of Foraminiferal Research*, 32, 414–24.
- Gupta, A.K. & Thomas, E., 2003. Initiation of Northern Hemisphere glaciation and strengthening of the northeast Indian monsoon: Ocean Drilling Program Site 758, eastern equatorial Indian Ocean. *Geology*, 31, 47–50.
- Hammond, R.H., Watkins, D.K., Witzke, B.J. and Anderson, R.R., 1995. The Crow Creek Member, Pierre Shale (Upper Cretaceous) of southeastern South Dakota and northeastern Nebraska: Tsunamite or basal transgressive deposit?, in Diffendal, R.F., Jr., and Flowerday, C.A., eds., *Geological field trips in Nebraska and adjacent parts of Kansas and south Dakota: Nebraska Conservation and Survey Division Guidebook* 10, p. 109–120.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change: *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, v. 42, p. 71–108.
- Hardenbol, J. and Berggren, W.A., 1978. A new Paleogene numerical time scale, in G.V. Cohee, M.F. Glaessner and H.D. Hedberg, (eds.), *Contributions to the Geological Time Scale*, Studies in Geology, v. 6, Tulsa, OK, *American Association of Petroleum Geologists*, p. 213–234.
- Hemleben, C., Spindler, M. and Anderson, O.R., 1989. Modern planktonic foraminifera (p. 363). *New York: Springer*.

- Hermelin, J.O.R. & Shimmield, G.B., 1995. Impact of productivity events on benthic foraminiferal faunas in the Arabian Sea over the last 150,000 years. *Paleoceanography* 10, 85–116.
- Hess, S. and Jorissen, F. J., 2009. Distribution patterns of living benthic foraminifera from Cap Breton Canyon, Bay of Biscay: faunal response to sediment instability, *Deep-Sea Res. I*, 56, 1555–1578.
- Huber, B.T., Olsson, R.K. and Pearson, P.N., 2006. Taxonomy, biostratigraphy, and phylogeny of Eocene microperforate planktonic foraminifera (*Jenkinsina*, *Cassigerinelloita*, *Chiloguembelina*, *Streptochilus*, *Zeauvigerina*, *Tenuitella*, and *Cassigerinella*) and problematica (*Dipsidripella*). *Cushman Foundation special publication*, 41, 461-508.
- Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Pertusati, P., Fytikas, M. and Kolios, N., 1994. The geology and geodynamic significance of the island of Limnos, North Aegean Sea, Greece. *Neues Jahrb Geol Paläontol* 11:661–691.
- Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Pertusati, P., Kolios, N., Vougioukalakis, G. and Androulakis, N., 2003. Geological Map (scale 1:50,000) of the Island of Limnos (Greece), Intern. Conf. «The South Aegean Active Volcanic Arc: present knowledge and future perspectives», Milos Island (Greece), 17-20 September 2003, Book of Abstracts, 38-39.
- Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Pertusati, P., Fytikas, M., Kolios, N., Vougioukalakis, G.E., Androulakis, N., Critelli, S. and Caracciolo, L., 2009. Geological map (scale 1:50,000) of Limnos island (Greece): explanatory notes. *Acta Vulcanol.*, 20, 87–97.
- Ivanova, D., Bonev, N. and Chatalov, A., 2015. Biostratigraphy and tectonic significance of lowermost Cretaceous carbonate rocks of the Circum-Rhodope Belt (Chalkidiki Peninsula and Thrace region, NE Greece) for the Jurassic-Early Cretaceous Rhodope subduction-accretion history and relationships with the Vardar suture zone. *Cretaceous Research*, 52, 25-63.
- Jorissen, F.J., De Stigter, H.C., Widmark, J.G.V., 1995. A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. *Marine Micropaleontology*, 26, 3–15.

- Jorissen, F.J., Fontanier, C., Thomas, E., 2007. Paleoceanographical proxies based on deep-sea benthic foraminiferal assemblage characteristics. Volume 1- *Methods in Late Cenozoic Paleoceanography* (appr. 500 pp), III- Biological tracers and biomarkers.
- Jones, M.R., 2006. Cenozoic landscape evolution in central Queensland. *Australian Journal of Earth Sciences*, vol 53, pp 433–444.
- Kaiho, K., 1994. Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved oxygen levels in the modern ocean. *Geology*, 22, 719–722.
- Kaiho, K., Takeda, K., Petrizzo, M.P. and Zachos, J.C., 2006. Anomalous shifts in tropical Pacific planktonic and benthic foraminiferal test size during the Paleocene–Eocene Thermal Maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 237, 456–464. doi:10.1016/j.palaeo.2005.12.017.
- Katsouras, G., Gogou, A., Bouloubassi, I., Emeis, K.C., Triantaphyllou, M., Roussakis, G., Lykousis, V., 2010. Organic carbon distribution and isotopic composition in three records from the eastern Mediterranean Sea during the Holocene. *Org Geochem* 41:935–939.
- Katz, M.E., Tjalsma, R.C. and Miller, K.G., 2003. Oligocene bathyal to abyssal foraminifera of the Atlantic Ocean. *Micropaleontology*, 49 (Supplement 2), 1–45.
- Kauffmann, G., Kockel, F. and Mollat, H., 1976. Notes on the stratigraphic and paleogeographic position of the Svoula Formation in the Innermost Zone of the Hellenides (Northern Greece). *Bull. Soc. geol. France* (7), XVIII, 225-230.
- Kennett, J.P., 1977. Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography. *Journal of Geophysical Research* 82, 3843–3860.
- Kiliyas, S.P., Nomikou, P., Papanikolaou, D., Polymenakou, P.N., Godelitsas, A., Argyraki, A., Carey S, Gamaletsos, P., Mertzimekis, T.J., Stathopoulou, E., Goettlicher, J., Steininger, R., Betzelou, K., Livanos, I., Christakis, C., Bell, K.C. and Scoullou, M., 2013. New insights into hydrothermal vent processes in the unique shallow-submarine arc-volcano, Kolumbo (Santorini), Greece. *Nat Sci Rep* 3:2421
- Lalechos, N., 1986. Correlations and Observations in Molassic Sediments in Onshore and Offshore Areas of Northern Greece. *Mineral Wealth*, 42, 7-34.
- Kissel, C. and Laj, C., 1988. The tertiary geodynamical evolution of the Aegean arc: a paleomagnetic reconstruction. *Tectonophysics* 146: 183–201.

- Kissel, C., Kondopoulou, D., Laj, C. and Papadopoulos, P., 1986. New paleomagnetic data from Oligocene formations of Northern Aegean. *Geophysical Research Letters* 13: 1039–1042.
- Kitazato, H., 1981. Observations of behavior and mode of life of benthic foraminifers in a laboratory. *Geoscience Report of Shizuoka University*, 6, 61-71.
- Kitazato, H., 1994. Foraminiferal microhabitats in four marine environments around Japan. *Marine Micropaleontology*, 24, 29-41.
- Koho, K. A., Kouwenhoven, T. J., de Stigter, H. C., and van der Zwaan, G. J., 2007. Benthic foraminifera in the Nazare' Canyon, Portuguese continental margin: sedimentary environments and disturbance. *Marine Micropaleontology*, v. 66, p. 27–51.
- Kopp, K.O., 1969. Geologie Thrakiens VI: Der Coban Dag westlich Alexandroupolis. *Geotektonische Forschungen*, 31, 97–116.
- Kopp, K.O., Pavoni, N., and Schindler, C., 1969. Das Ergene Becken, Beihefte Zum Geologischen Jahrbuch, 76, 1–136.
- Korobkov, A.I., 1964. Historique de la definition de l'Oligocène. *Memoires du Bureau de Recherches Geologiques et Minières*, no. 28, *Colloque sur le Palogène*, II, p. 747-760.
- Kroopnick, P.M., 1985. The distribution of ^{13}C of ΣCO_2 in the world oceans: *Deep Sea Research*, v. 32, p. 57-84.
- Kucera, M., 2007. Planktonic foraminifera as tracers of past oceanic environments. *Developments in Marine Geology*, v. 1 (6), pp. 213–262.
- Kuhnt, T., Schmiedl, G., Ehrmann, W., Hamann, Y., Hemleben, C., 2007. Deep-sea ecosystem variability of the Aegean Sea during the past 22kyr as revealed by Benthic Foraminifera. *Marine Micropaleontology*, 64, 141–162.
- Landing, E., Patrucco-Reyes, S., Andreas, A.L. and Bowser, S.S., 2012. First discovery of Early Palaeozoic *Bathysiphon* (Foraminifera)-test structure and habitat of a 'living fossil'. *Geological magazine, Cambridge University Press*, 149, 1013-1022.
- Laskarev, V., 1924. Sur les equivalents du Sarmatien superieur en Serbie. In: Vujevic P. (Ed.): *Receuil de travaux offert a M. Jovan Cvijic par ses amis et collaborateurs. Drzhavna Shtamparija, Beograd*, 73-85.

- Lawyer, L.A. and Gahagan, L.M., 2003. Evolution of Cenozoic seaways in the circum- Antarctic region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 198, 11–37.
- Le Pichon, X., Bergerat, F., Roulet M.J., 1988. Plate kinematics and tectonic loading of the Alpine belt formation. A new analysis. In, Clark, SP., Burchfield, B.C., Suppe, J. (Eds), Processes in continental Lithospheric Deformation. *Special Paper- Geological Society of America*, 218, 11-113.
- Leckie, R.M., Farnham, C. and Schmidt, M.G., 1993. Oligocene planktonic foraminifer biostratigraphy of Hole 803D (Ontong Java Plateau) and Hole 628A (Little Bahama Bank), and comparison with the southern High Latitudes. In: Berger, WH; Kroenke, LW; Mayer, LA; et al. (eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 130, 113-136.
- Lindenberg, H.G., 1981. Das Alttertiär im Bereich des Unterinntales. *Geol. Bavarica*, 82, 28-33.
- Loeblich, A.R. & Tappan, H., 1987. Foraminiferal Genera and their Classification. *Van Nostrand Reinhold*. 970 pp + 847 pl.
- Loeblich, A.R. & Tappan, H., 1992. Present status of Foraminiferal Classification. In: Takayanagi, Y. & Saito, T (eds), Studies in Benthic Foraminifera. *Tokai University Press*, 93-102.
- Lohmann, G.P., 1978. Abyssal benthonic foraminifera as hydrographic indicators in the western South Atlantic Ocean, *J. Foramin. Res.*, 8, 6-34.
- Loubere, P., 1991. Deep-sea benthic foraminiferal assemblage response to a surface ocean productivity gradient: a test. *Paleoceanography*, 6, 193–204.
- Luterbacher, J., Dietrich, D., Xoplaki, E., Grosjean, M., Wanner, H., 2004. European seasonal and annual temperature variability, trends and extremes since 1500. *Science*, 303, 1499–1503.
- Lutze, G.F. and Coulbourn, W.T., 1984. Recent benthic foraminifera from the continental margin of northwest Africa: community structure and distribution. *Mar. Micropaleontol.*, 8:361-401.

- Lyberis, N., 1984. Tectonic evolution of the north Aegean trough. In: J. E. Dixon and A. H. F. Robertson (eds.), *The Geological evolution of the Eastern Mediterranean. Geol Soc. London, Spec. Publ.*, 17, 709-726.
- Lyell, C., 1833. *Principles of geology: Being an attempt to explain the former changes of the Earth's surface by reference to causes now in operation.* London: John Murray, v. 3, p. 398.
- Lyell, C., 1857. *Principles of Geology, Supplement to the fifth edition.* London, John Murray.
- Maratos, G. and Andronopoulos, B., 1964. Contribution to the geochronology of the crystalline schist of the Rhodope massif. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 6, 26-31.
- Maravelis, A. and Zelilidis, A., 2010. Petrography and geochemistry of the Late Eocene–Early Oligocene submarine fans and shelf deposits on Lemnos Island, NE Greece: implications for provenance and tectonic setting. *Geol. J.* 45, 412–433.
- Maravelis, A. and Zelilidis, A., 2011. Geometry and sequence stratigraphy of the Late Eocene–Early Oligocene shelf and basin floor to slope turbidite systems, Lemnos Island, NE Greece. *Stratigr. Geol. Correl.* 19, 205–220.
- Maravelis, A. and Zelilidis, A., 2012. Paleoclimatology and Paleoecology across the Eocene/Oligocene boundary, Thrace Basin, Northeast Aegean Sea, Greece. *Pal. Pal. Pal.* 365-366, 81–98.
- Maravelis, A. and Zelilidis, A., 2013. ‘Unraveling the provenance of Eocene–Oligocene sandstones of the Thrace Basin, North-east Greece’: discussion. *Sedimentology* 60, 860–864.
- Maravelis, A.G., konstantopoulos, P., Pantopoulos, G. and Zelilidis, A., 2007. North Aegean sedimentary basin evolution during the Late Eocene to Early Oligocene based on sedimentological studies on Lemnos Island (NE Greece). *Geologica Carpathica* 58, 5, 1-10.
- Maravelis, A.G., Pantopoulos, G., Tserolas, P. and Zelilidis, A., 2015. Accretionary prism-forearc interactions as reflected in the sedimentary fill of southern Thrace Basin (Lemnos Island, NE Greece). *Int. J. Earth Sci.* 104, 1039–1060.
- Maravelis, A.G., Boutelier, D., Catuneanu, O., Seymour, K.St. and Zelilidis, A., 2016a. A review of tectonics and sedimentation in a forearc setting: Hellenic Thrace Basin, North Aegean Sea and Northern Greece. *Tectonophysics*, 674, 1–19.

- Maravelis, A.G., Pantopoulos, G., Tserolas, P. and Zelilidis, A., 2016b. Reply to comment by Caracciolo et al. on: Maravelis et al., 2015. 'Accretionary prism-forearc interactions as reflected in the sedimentary fill of southern Thrace Basin (Lemnos Island, NE Greece)'. *Int. J. Earth Sci.*
- Marchev, P., Raicheva, R., Downes, H., Vaselli, O., Chiaradia, M. and Morit, R., 2004. Compositional diversity of Eocene–Oligocene basaltic magmatism in the Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: implications for genesis and tectonic setting. *Tectonophysics* 393, 301–328.
- Margulis, L., 1974. Five-kingdom classification and the origin of evolution in cells. *Evolutionary Biology*, 7: 45-78.
- Meinhold, G. and BouDagher-Fadel, M.K., 2010. "Geochemistry and biostratigraphy of Eocene sediments from Samothraki Island, NE Greece". *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 256 (1): p17-38.
- Melinte M.C., 2003. Calcareous nannoplankton, a tool to assign environmental changes. *Geo-Eco-Marina*, National Institute of Marine Geology and Geo-ecology Modern and Ancient Fluvial, Deltaic and Marine Environments and Processes Proceedings of Euro-EcoGeoCentre-Romania.
- Mercier, J.L., Sorel, D. and Vergely, P., 1989. Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic. *Basin Res.*, 2, 49-71.
- Meyers, P.A. and Arnaboldi, M., 2008. Paleooceanographic implications of nitrogen and organic carbon isotopic excursions in mid-Pleistocene sapropels from the Tyrrhenian and Levantine Basins, Mediterranean Sea. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 266:112–118.
- Miller, W., 1988. Giant Bathysiphon (Foraminiferida) from Cretaceous turbidites, northern California. *Lethaia*, 21, p. 363–374.
- Miller, W., 1995. Examples of Mesozoic and Cenozoic Bathysiphon (Foraminifera) from the Pacific Rim and the taxonomic status of Terebellina Ulrich, 1904. *J. Paleontol*, 69, p. 624–634.
- Miller, K.G., Curry, W.B. and Ostermann, D.R., 1985. Late Paleogene (Eocene to Oligocene) benthic foraminiferal oceanography of the Goban Spur region, Deep Sea Drilling Project Leg 80. Init. Rep. *Deep Sea Drilling Project* 80, 505-538.

- Miller, K.G., Wright, J.D. and Fairbanks, R.G., 1991. Unlocking the Ice House — Oligocene– Miocene oxygen isotopes, eustasy, and margin erosion. *Journal of Geophysical Research* 96 (B4), 6829–6848.
- Miller, K.G., Katz, M.E. and Berggren, W.A., 1992. Cenozoic deep-sea benthic foraminifera: a tale of three turnovers. In: Takayanagi, Y., Saito, T. (Eds.), *Studies in Benthic Foraminifera: Proceedings of the Fourth International Symposium on Benthic Foraminifera*, Sendai, 1990 (Benthos '90). *Tokai University Press*, pp. 67–75.
- Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N. and Pekar, S.F., 2005. The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science* 312, 1293–1298.
- Molina, E., Gonzalvo, C. and Keller, G., 1993. The Eocene-Oligocene planktic foraminiferal transition: Extinctions, impacts and hiatuses. *Geol. Mag.* 130, 483-499.
- Moran, K., Backman, J., Brinkhuis, H., Clemens, S.C., Cronin, T., Dickens, G.R., Eynaud, F., Gattacceca, J., Jakobsson, M., Jordan, R.W., Kaminski, M., King, J., Koc, N., Krylov, A., Martinez, N., Matthiessen, J., McInroy, D., Moore, T.C., Onodera, J., O'Regan, M., Pälike, H., Rea, B., Rio, D., Sakamoto, T., Smith, D.C., Stein, R., John, K.S., Suto, I., Suzuki, N., Takahashi, K., Watanabe, M., Yamamoto, M., Farrell, J., Frank, M., Kubik, P., Jokat, W. and Kristoffersen, Y., 2006. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean. *Nature* 441, 601–605.
- Murray, J.W., 1991. Ecology and paleoecology of benthic foraminifera. *John Wiley & Sons*, New York, p. 397.
- Murray, J.W., 2006. Ecology and Applications of Benthic Foraminifera. *Cambridge University Press*, p. 426.
- Natland M. L., 1933. Temperature and depth ranges of some Recent and fossil foraminifera in the southern California region, *Scripps Institute of Oceanography, Bulletin*, 37, 1044-1066.
- Nigam, R. and Henriques, P.J., 1992. Planktonic percentages of foraminiferal fauna in surface sediments of the Arabian Sea (Indian Ocean) and a regional model for a paleodepth determination. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* 91, 89- 98 4 Figs., 2 Tabs., Amsterdam.
- Nocchi, M., Monechi, S., Coccioni, R., Madile, M., Monaco, P., Orlando, M., Parisi, G. and Primoli S.I., 1988. The extinction of Hantkeninidae as a marker for defining

- the Eocene-Oligocene boundary: A proposal, in Premoli Silva, I., Coccioni, R. and Montanari, A. (eds.), *The Eocene- Oligocene Boundary in the Marche-Umbria Basin (Italy): Ancona International Subcommission on Paleogene Stratigraphy*, Special Publication II, 2, p. 81-96.
- Nomura, R., 1995. Paleogene to Neogene deep-sea paleoceanography in the eastern Indian Ocean: benthic foraminifera from ODP Sites 747, 757 and 758. *Micropaleontology*, 41, 251–290.
 - Norris, R.D., 1996. Symbiosis as an evolutionary innovation in the radiation of Paleocene planktonic foraminifera: *Paleobiology*, 22, 386-405.
 - Okay, A.I., Siyako, M. and Bürkan, K.A., 1990. Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve tektonik evrimi. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni* 2:183–121.
 - Okay, A.I., Satir, M., Zattin, M., Cavazza, W. and Topuz, G., 2008. An Oligocene ductile strike-slip shear zone: the Uludağ Massif, northwest Turkey—implication for the westward translation of Anatolia. *Geol. Soc. Am. Bull.* 120, 893–911.
 - Ortiz, S., and Thomas, E., 2006. Lower-middle Eocene benthic foraminifera from the Fortuna section (Betic Cordillera, southeastern Spain). *Micropaleontology*, v. 52, p. 97–150.
 - Ortiz, S., Alegret, L., Payros, A., Orue-Etxebarria, X., Apellaniz, E. and Molina, E., 2011. Distribution patterns of benthic foraminifera across the Ypresian–Lutetian Gorronatxe section, Northern Spain: Response to sedimentary disturbance. *Marine Micropaleontology*, 78, 1–13.
 - Ozcan, E., Less, G.Y., Okay, A.I., Baldi-Beke, M., Kollanyi, K. and Yılmaz, I.O., 2010. Stratigraphy and larger foraminifera of the eocene shallowmarine and olistostromal units of the southern part of the Thrace Basin, NW Turkey, *Turkish J. Earth Sci.*, 19, 27–77.
 - Pälike, H., Norris, R.D., Herrle, J.O., Wilson, P.A., Coxall, H.K., Lear, C.H., Shackleton, N.J., Tripathi, A.K. and Wade, B.S. 2006. The heartbeat of the Oligocene climate system: *Science*, v. 314 (5807), p. 1894-1898.
 - Papadopoulos, P., Arvanitides, N.D. and Zanas, I., 1989. Some preliminary geological aspects on the Makri unit (phyllite series); peri-Rhodopian zone. *Geologica Rhodopica*, 1, 34–42.

- Papanikolaou, D., 2009. Timing of tectonic emplacement of the ophiolites and terrane paleogeography in the Hellenides. *Lithos*, 108, 262–280.
- Papanikolaou, I. and Papanikolaou, D., 2007. Seismic hazard scenarios from the longest geologically constrained active fault of the Aegean. *Quaternary International*, Volumes 171–172: 31–44.
- Papanikolaou, D. and Triantaphyllou, M., 2010. Tectonostratigraphic observations in the western Thrace Basin in Greece and correlations with the eastern part in Turkey. XIX Congress of the Carpathian Balkan Geological Association. Thessaloniki, Greece, 23-26 September 2010, *Geologica Balcanica* 39 1-2, 293-294.
- Papanikolaou, D., Alexandri, M., Nomikou, P. and Ballas, D., 2002. Morphotectonic structure of the western part of the North Aegean Basin based on swath bathymetry. *Marine Geology* 190, 465–492.
- Papanikolaou, D., Alexandri, M. and Nomikou, P., 2006. Active faulting in the North Aegean basin. In: Dilek, Y., Pavlides, S., (Eds.), *Postcollisional Tectonics and Magmatism in the Mediterranean Region and Asia*. Geological Society of America Special Paper 409, pp. 189–209, Doi:10.1130/2006.2409 (11).
- Papazachos, C.B. and Kiratzi, A.A., 1996. A detailed study of the active crustal deformation in the Aegean and surrounding area. *Tectonophysics* 253, 129–153.
- Papp, A., 1945. Über Durchbrüche von Ergußgesteinen imn Flysch der Insel Lemnos (Ägaïs). *Ann. Géol. Pays Hell.*, 1, 139-142.
- Pavlides, S., Mountrakis, D., Kiliass, A. and Tranos, M., 1990. The role of strike-slip movements in the extensional area of Northern Aegean (Greece). A case of transtensional tectonics. *Annales Tectonicae*, 4, 196-211.
- Pearson, P.N. and Palmer, M.R., 1999. Middle Eocene seawater pH and atmospheric carbon dioxide concentrations: *Science*, v. 284, p. 1824-1826.
- Pearson, P.N., Shackleton, N.J. and Hall, M.A., 1993. Stable isotope paleoecology of middle Eocene planktonic foraminifera and multi-species isotope stratigraphy, DSDP Site 523, South Atlantic: *Journal of Foraminiferal Research*, v. 23, p. 123-140.
- Pearson, P.N., Ditchfield, P.W., Singano, J., Harcourt-Brown, K., Nicholas, C.J., Olsson, R.K., Shackleton, N.J. and Hall, M.A., 2001. Warm tropical sea surface temperatures in the Late Cretaceous and Eocene epochs: *Nature*, v. 413, p. 481-487.

- Pearson, P.N., Olsson, R.K., Huber, B.T., Hemleben, C. and Berggren, W.A., 2006. Atlas of Eocene planktonic foraminifera. Cushman Foundation for foraminiferal research, 41.
- Pekar, S.F., DeConto, R.M. and Harwood, D.M., 2006. Resolving a late Oligocene conundrum: Deep-sea warming versus Antarctic glaciations. *Pal. Pal. Pal.* 231, 29-40.
- Pe-Piper, G., Piper, D. J. W., Koukouvela, I., Dolansky, L.M. and Kokkalas, S., 2009. Postorogenic shoshonitic rocks and their origin by melting underplated basalts: The Miocene of Limnos, Greece. *gsa Bull.*, 121, 39-54.
- Perch-Nielsen, K., 1985. Mesozoic calcareous nannofossils. In: Bolli H.M., Saunders J.B. & Perch-Nielsen, K. (eds.): Plankton Stratigraphy. *Cambridge University Press*, Cambridge, 329-426.
- Peytcheva, I., Kostitsin, Y., Salvikova, E., Kamenov, B. and Klain, L., 1998. Rb–Sr and U–Pb isotope data for the Rila–West-Rhodopes batholiths. *Geochem. Mineral. Petrol.* 35, 93–105.
- Pezelj, D., Sremac, J. and Sokac, A., 2007. Palaeoecology of the Late Badenian foraminifera and ostracoda from the SW Central Paratethys (Medvednica Mt., Croatia). *Geologia Croatica*, 60/2, p. 139-150.
- Pomoni-Papaioannou, F. & Papadopoulos, P., 1988. Dolomitization of the metasedimentary series limestones of Makris Unit (SE-Rhodope). *Bull. Geol. Soc. Greece* XX/2, 429-447.
- Poore, R.Z., 1984. Middle Eocene through Quaternary planktonic foraminifers from the southern Angloa Basin: Deep Sea Drilling Project Leg 73. In: Hsü, K.J., LaBrecque, J.L., et al. (Eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 73. U.S. *Government Printing Office, Washington*, 429–448.
- Poore, R.Z. and Matthews, R.K., 1984. Late Eocene-Oligocene oxygen and carbon isotope record from the South Atlantic Ocean DSDP Site 522. *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 73, 725-736.
- Poore, R.Z., Tauxe, L., Percival Jr., S.F. and La Brecque, J.L., 1982. Late Eocene–Oligocene magnetostratigraphy and biostratigraphy at South Atlantic DSDP site 522. *Geology* 10, 508–511.

- Popov, S.V., Akhmet'ev, M.A., Zaporozhets, N.I., Voronina, A.A. and Stolyarov, A.S., 1993. Evolution of Eastern Paratethys in the late Eocene-Early Miocene. *Stratigr. Geol. Correl., Interperiodica*, Moscow, 1, 6, 10-39.
- Prothero, D.R., 1994. The Eocene-Oligocene Transition - Paradise Lost. Columbia University Press, New York, p. 291.
- Rasmussen, T.L., 2005. Systematic paleontology and ecology of benthic foraminifera from the Plio-Pleistocene Kallithea Bay section, Rhodes, Greece. *Cushman Foundation Special Publication*, 39, 53–157.
- Raup, D.M. and Sepkoski, J.J.Jr., 1982. Mass extinctions in the marine fossil record. *Science* 2165, 1501-1503.
- Ritzkowski, S., 1982. Remarks on the Oligocene in the northwest European Tertiary Basin (radiometric ages, biostratigraphy, geological events). Unpublished written communication presented in connection with International Geological Correlation Project (IGCP) 174 International Field Conference on the Eocene/Oligocene Boundary, Baton Rouge, LA, Jan. 19-28, 1982.
- Robertson, A.H.F., Clift, P.D., Degan, P.J. and Jones, G., 1991. Paleogeographic and paleotectonic evolution of the eastern Mediterranean Neotethys. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 87, 289–343.
- Rogerson, M., Rohling, E.J. and Weaver, P.P.E., 2006. Promotion of meridional overturning by Mediterranean-derived salt during the last deglaciation. *Paleoceanography*, 21.
- Rogl, F., 1999. Mediterranean and Paratethys. Facts and hypotheses of an Oligocene to Miocene paleogeography (short overview). *Geol. Cap.* 50, 4, Bratislava, p. 339-349.
- Rost B. and Riebesell, U., 2004. Coccolithophores and the biological pump: response to environmental changes. In: Thierstein H.R. & Young J.R. (eds.): Coccolithophores. From Molecular Processes to Global Impact. *Springer-Verlag Berlin Heidelberg*, 99-127.
- Roussos, N., 1993. Geological Map of Limnos Island, Scale 1:50,000, Athens, IGME.
- Rusu, A., 1988. Oligocene events in Transylvania (Romania) and the first separation of Paratethys. *Dari Seama, Inst. Geol. Geofiz.*, 72-73, 207-223.

- Scher, H. and Martin, E., 2004. Circulation in the Southern Ocean during the Paleogene inferred from Neodymium isotopes. *Earth & Planetary Science Letters* 228, 391–405.
- Schimper, W.P., 1874. *Traité de Paleéonologie végétale III*. Paris, J.P. Baillière, p. 896.
- Schmiedl, G., Mackensen, A. and Müller, P.J., 1997. Recent benthic foraminifera from the eastern South Atlantic Ocean: dependence on food supply and water masses. *Marine Micropaleontology*, 32, 249–287.
- Schmiedl, G., Hemleben, Ch., Keller, J. and Segl, M., 1998. Impact of climatic changes on the benthic foraminiferal fauna in the Ionian Sea during the last 330,000 years. *Paleoceanography* 13, 447–458.
- Schmiedl, G., de Bovée, F., Buscail, R., Charrière, B., Hemleben, C., Medernach, L. and Picon, P., 2000. Trophic control of benthic foraminiferal abundance and microhabitat in the bathyal Gulf of Lions, western Mediterranean Sea. *Marine Micropaleontology*, 40, 167–188.
- Schnitker, D., 1974. Western Atlantic abyssal circulation during the past 120,000 years, *Nature*, 248, 385-387.
- Schnitker, D., 1979. The deep waters of the western North Atlantic during the past 24,000 years, and the reinitiation of the western boundary undercurrent, *Mar. Micropaleontol.*, 4, 265-280.
- Sen Gupta, B.K. & Machain-Castillo, M.L., 1993. Benthic foraminifera in oxygen poor habits. *Mar. Micropaleontol.*, 20/1, p. 183-201.
- Sexton, P.F., Wilson, P.A., and Pearson, P.N., 2006, Microstructural and geochemical perspectives on planktic foraminiferal preservation: “Glassy” versus “Frosty”. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 7, Q12P19, doi: 10.1029/2006GC001291.
- Shackleton, N.J. and Kennet, J.P., 1975. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation; oxygen and carbon isotopic analyses in DSDP Sites 277, 29 and 281. Init. Rep. *Deep Sea Drilling Project* 29, 743-755.
- Shackleton, N.J., Corfield, R.M. and Hall, M.A., 1985. Stable isotope data and the ontogeny of Paleocene planktonic foraminifera: *Journal of Foraminiferal Research*, v. 15, p. 321- 336.

- Siyako, M. and Huvaz, O., 2007. Eocene stratigraphic evolution of the thrace basin, Turkey, *Sediment. Geol.*, 198, 75–91.
- Spero, H.J. and Lea, D.W., 1993. Intraspecific stable isotope variability in the planktonic foraminifer *Globigerinoides sacculifer*: results from laboratory experiments: *Marine Micropaleontology*, v. 22, p. 221-234.
- Spero, H.J. and Lea, D.W., 1996. Experimental determination of stable isotope variability in *Globigerina bulloides*: implications for paleoceanographic reconstructions: *Marine Micropaleontology*, v. 28, p. 231-246.
- 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.
- Spezzaferri, S., Basso, D. and Coccioni, R., 2002. Eocene planktonic foraminiferal response to an extraterrestrial impact at Massignano GSSP (Northeastern Appennines, Italy). *Journal Foraminiferal Research*, 32:2, 188-199.
- St. John, K., 2008. Cenozoic ice-rafting history of the central Arctic Ocean: terrigenous sands on the Lomonosov Ridge. *Paleoceanography* 23, PA1S05. doi:10.1029/2007PA001483.
- Stampfli, G.M., J. Mosar, P. Favre, A. Pillevuit, and J-C. Vannay, 2001. Permo-Mesozoic evolution of the western Tethyan realm: the Neotethys/East- Mediterranean connection, in Ziegler, P.A., W. Cavazza, A.H.F. Robertson, and S. Crasquin-Soleau, eds., *PeriTethys, Memoir 6: Peritethyan rift/wrench basins and passive margins*, IGCP 369: *Mém. Museum Nat. Hist.*, v. 186: p. 51-108.
- Stott, L.A. and Kennet, J.P., 1990. Antarctic Paleogene planktonic foraminifer biostratigraphy. In: Barker, F.P., et al. (Ed.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program Leg 113, Sites 689 and 690, Scientific Results. Ocean Drilling Program, College Station, Texas*, 549–569.
- Sturrock, S and Murray, J.W., 1981. Comparison of low energy middle shelf foraminiferal faunas: Celtic Sea and western English Channel. In Neale, J.W. and Brasier, M.D., eds. *Microfossils from Recent and Fossil Shelf Seas*. Chichester: Ellis Horwood, p.p. 250-60.

- Székely, S.F. & Filipescu, S., 2005. Taxonomic record of the Oligocene benthic foraminifera from the Vima formation (Transylvanian basin, Romania). *Acta Palaeontologica Romaniae*, V. 11 (1), P. 25-62.
- Takata, H. & Nomura, R., 2005. Data report: Oligocene benthic foraminifers from the East Equatorial Pacific, Sites 1218 and 1219, ODP Leg 199. In: Lyle, M.W., Wilson, P.A., Janecek, T.R., et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 199, 1–26.
- Tappan, H., 1980. Haptophyta, Coccolithophores and other calcareous nannoplankton. *The Paleobiology of Plant Protista*. Freeman San Francisco, 678-803.
- Thomas, E., 1990. Late Cretaceous through Neogene deep-sea benthic foraminifers (Maud Rise, Weddell Sea, Antarctica). *Proc. ODP Sci. Res.* 113, 571-594.
- Thomas, E., 1992. Middle Eocene-Late Oligocene bathyal benthic foraminifera (Weddell Sea): Faunal changes and implications for ocean circulation. In: Prothero, D.R., Berggren, W.A. (Eds.), *Eocene-Oligocene Climatic and Biotic Evolution*. Princeton Univ. Press, Princeton, pp. 245-271.
- Thomas, E., 1998. Biogeography of the late Paleocene benthic foraminiferal extinction. In: Aubry, M.-P., Lucas, S.G., Berggren, W.A. (Eds.), *Late Paleocene-Early Eocene Biotic and Climatic Events in the Marine and Terrestrial Records*. Columbia University Press, New York, pp. 214–243.
- Thomas, E., 2007. Cenozoic mass extinctions in the deep sea: what perturbs the largest habitat on Earth. *The Geological Society of America*, Special Paper, 424, 1–23.
- Streeter, S.S., 1973. Bottom water and benthonic foraminifera in the North Atlantic: Glacial- Interglacial contrasts. *Quaternary Res.*, 3, 131-141.
- Thomas, E. & Gooday, A.J., 1996. Cenozoic deep-sea benthic foraminifers: tracers for changes in oceanic productivity. *Geology*, 24, 355–358.
- Thomas, D.J. and Via, R.K., 2007. Neogene evolution of Atlantic thermohaline circulation: perspective from Walvis Ridge, southeastern Atlantic Ocean. *Paleoceanography* 22, PA2212. doi:10.1029/2006PA001297
- Tripati, A.K., Backman, J., Elderfield, H. and Ferretti, P., 2005. Eocene bipolar glaciations associated with global carbon cycle changes. *Nature* 436, 341–346.

- Thomas, E., Zachos, J.C. and Bralower, T.J., 2000. Deep-sea environments on a warm Earth: latest Paleocene–early Eocene. In: Huber, B.T., MacLeod, K., Wing, S.L. (Eds.), *Warm Climates in Earth History. Cambridge University Press*, pp. 132–160.
- Thomas, D.J., Lyle, M., Moore Jr., T.C. and Rea, D.K., 2008. Paleogene deep-water mass composition of the tropical Pacific and implications for thermohaline circulation in a greenhouse world. *Geochem.Geophys.Geosyst.* 9,Q02002.
- Tjalsma, R.C. & Lohmann, G.P., 1983. Paleocene-Eocene bathyal and abyssal benthic foraminifera from the Atlantic Ocean. *Micropaleontology*, Special Publications, 4, 1-90.
- Toumarkine, M. and Luterbacher, H.P., 1985. Paleocene and Eocene Planktic Foraminifera, in Bolli, H.M., Saunders, J.B., and Perch-Nielsen, K. (eds.), *Plankton Stratigraphy: Cambridge University Press*, Cambridge, p. 87-154.
- Tranos, M.D., 2009. Faulting of Lemnos Island; a mirror of faulting of the North Aegean Trough (Northern Greece). *Tectonophysics*, 467, 72–88.
- Tranos, M.D., Eleftheriadis, G.E. and Kilias, A.A., 2009. Philippi granitoid as a proxy for the Oligocene and Miocene crustal deformation in the Rhodope Massif (Eastern Macedonia, Greece). *Geotectonic Res.* 96, 69–85.
- Triantaphyllou, M.V., 2013. Calcareous nannofossil dating of Ionian and Gavrovo flysch deposits in the External Hellenides Carbonate Platform (Greece): Overview and implications. *Tectonophysics*, 595-596, 235-249.
- Triantaphyllou, M.V., Ziveri, P., Gogou, A., Marino, G., Lykousis, V., Bouloubassi, I., Emeis, K.-C., Kouli, K., Dimiza, M., Rosell-Melé, A., Papanikolaou, M., Katsouras, G. and Nunez, N., 2009. Late Glacial-Holocene climate variability at the south-eastern margin of the Aegean Sea. *Marine Geology*, 266, 182–197.
- Triantaphyllou, M. and Papanikolaou, D., 2012. Tectonic change from compression to extension at ± 30 Ma in the Thraki basin (Greece-Turkey). IESCA 2012, International Earth Science Colloquium on the Aegean Region, 1-5 October 2012, Docuz Eylül University, Izmir, Turkey, Book of Abstracts, p. 23.
- Triantaphyllou, M., Karatsolis, B-T., Dimiza, M., Malinverno, E., Cerino, F., Psarra, S., Jordan, R. and Young, J., 2015. Coccolithophore combination coccospheres from the NE Mediterranean Sea: new evidence and taxonomic revisions. *Micropaleontology*, 61(6):457-472.

- Triantaphyllou M., Gogou A., Dimiza M., Kostopoulou S., Parinos C., Rousakis G., Geraga M., Bouloubassi I., Fleitmann, D., Zervakis, V., Velaoras, D., Diamantopoulou A., Sampatakaki, A., Lykousis V., 2016. Holocene Climatic Optimum centennial-scale paleoceanography in the NE Aegean (Mediterranean Sea). *Geo-Mar Lett.*, 36, 51-66.
- Tripathi, A.K., Eagle, R.A., Morton, A., Dowdeswell, J.A., Atkinson, K.L., Bahé, Y., Dawber, C.F., Khadun, E., Shaw, R.M.H., Shorttle, O. and Thanabalasundaram, L., 2008. Evidence for glaciation in the Northern Hemisphere back to 44 Ma from ice-rafted debris in the Greenland Sea. *Earth and Planetary Science Letters* 265, 112–122.
- Turgut, S. and Eseler, G., 2000. Sequence stratigraphy, tectonics and depositional history in Eastern Thrace Basin, NW Turkey. *Mar. Petrol. Geol.*, 17, 61–100.
- Turgut, S., Turkaslan, M. and Perincek, D., 1991. Evolution of the Thrace Sedimentary Basin and Its hydrocarbon prospectivity, in Generation, Accumulation, and Production of Europe's Hydrocarbons, edited by A. M. Spencer, Oxford University Press, 415–437.
- Ujetz, B., 1996. Micropaleontology of Paleogene deep water sediments, Haute-Savoie, France. *Publ. Dept. Geol. Paleont. Univ. Geneve*, 22, 1-151.
- Van Couvering, J.A., Aubry, M.-P., Berggren, W.A., Bujak, J.P. and Wiesser, T., 1981. The Terminal Eocene Event and the Polish connection. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 36, 321-362.
- Van der Zwaan, G.J., Jorissen, F.J. and De Stigter, H.C., 1990. The depth dependency of planktonic/benthic foraminiferal ratios: Constraints and applications. *Marine Geology*, 95, 1-16.
- Van der Zwaan, G.J., Duijsleer, I.A.P., den Dulk, M., Ernst, S.R., Jannink, N.T. and Kouwcrlooven, T.J., 1999. Benthic foraminifera: proxies or problems; A review of paleoecological concepts. *Earth-Sci. Re.*, 46.213-236, 18 Figs., Amsterdam.
- Van Simaey, S., 2004. The Rupelian-Chattian boundary in the North Sea Basin and its calibration to the international timescale: *Netherlands Journal of Geosciences*, v. 83, p. 241-248.
- Van Simaey, S., De Man, E., Vandenberghe, N., Brinkhuis, H. and Steurbaut, E., 2004. Stratigraphic and palaeoenvironmental analysis of the Rupelian–Chattian

- transition in the type region: evidence from dinoflagellate cysts, foraminifera and calcareous nannofossils: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 208, p. 31– 58.
- Van Simaey, S., Brinkhuis, H., Pross, J., Williams, G. L. and Zachos, J. C. 2005. Arctic dinoflagellate migrations mark the strongest Oligocene glaciations: *Geology*, v. 33, p. 709-712.
 - Vandenberghe, N., Hager, H., Van Den Bosch, M., Verstraelen, A., Leroi, S., Steurbaut, E., Prufert, J. and Laga, P., 2001. Stratigraphic correlation by calibrated well logs in the Rupel Group between North Belgium, the Lower-Rhine area in Germany and Southern Limburg and the Achterhoek in The Netherlands, in Vandenberghe, N. (ed.), Contributions to the Paleogene and Neogene Stratigraphy of the North Sea Basin. *Aardkundige Mededelingen*, Leuven Univ. Press, Leuven, v. 11, p. 69–84.
 - Via, R.K. and Thomas, D.J., 2006. Evolution of Atlantic thermohaline circulation — timing of the onset of deep-water production in the North Atlantic. *Geology* 34, 441–444.
 - Vickerman, K., 1992. The diversity and ecological significance of Protozoa. *Biodiversity and Conservation*, 1, 334-341.
 - Villa, G. and Persico, D., 2006. Late Oligocene climatic changes: evidence from calcareous nannofossils at Kerguelen Plateau Site 748 (Southern Ocean). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 231, 110—119.
 - Vincent, E. and Berger, W.H., 1981. Planktonic foraminifera and their use in Paleooceanography. In: C. Emiliani (Ed.), the oceanic lithosphere. *The sea* (Vol. 7, pp. 1025–1119). Hoboken, N. J.: Wiley-Interscience.
 - Von Braun, E., 1968. Die mesozoischen Hüllgesteine der SE-Rhodopen in Westthrazien (Griechenland). *Geologisches Jahrbuch*, 85, 565–584.
 - Von Braun, E., 1993. The Rhodope Question viewed from Eastern Greece. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, 144, 406–418.
 - Wade, B.S. and Pälike, H., 2004. Oligocene climate dynamics. *Paleoceanography* 19, PA4019. doi:10.1029/2004PA001042.

- Wade, B.S. and Pearson, P.N., 2008. Planktonic foraminiferal turnover, diversity fluctuations and geochemical signals across the Eocene/Oligocene boundary in Tanzania. *Marine Micropaleontology*, 68, p. 244–255.
- Wade, B.S., Kroon, D. and Norris, R.D., 2000. Upwelling in the late middle Eocene at Blake Nose: GFF (Geological Society of Sweden), v. 122, p. 174-175.
- Wade, B.S., Berggren, W.A. and Olsson, R.K., 2007. The biostratigraphy and paleobiology of Oligocene planktonic foraminifera from the equatorial Pacific Ocean (ODP Site 1218): *Marine Micropaleontology*, v. 62, p. 167-179.
- Wade, B.S., Pearson, P.N., Berggren, W.A. and Pälike, H., 2011. Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the Geomagnetic Polarity and Astronomical Time Scale: *Earth-Science Reviews*, v. 104, p. 111-142.
- Wolfe, J.A., 1978. A paleobotanical interpretation of Tertiary climates in the Hemisphere. *Am. Sci.* 66, 694-703.
- Young, J.R., 1994. Function of coccoliths. In: Winter A., Siesser W.G. (Eds.): *Coccolithophores. Cambridge University press*, Cambridge, 63-82.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. and Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to Present. *Science* 292, 686-693.
- Živkovic, S., 1996. Paleoecology of smaller benthic foraminifera from the Eocene flysch of central Istria (in Croatian with English abstract). *M. sc. Thesis, University of Zagreb, Croatia*, 80 pp., 7 Pls., 35 Figs., Zagreb (in Croatian, with English abstract).
- Živkovic, S. & Babić, L. 2003. Paleooceanographic implications of smaller benthic and planktonic foraminifera from the Eocene Pazin Basin (Coastal Dinarides, Croatia). *Facies* 49, 49–60.
- Μαραβέλης, Α.Γ., 2009. Η λεπτομερής ιζηματολογική-πετρογραφική μελέτη των αποθέσεων του φλύσχη στη Λήμνο σε σχέση με την παλαιογεωγραφική εξέλιξη του Βορείου Αιγαίου στην κατεύθυνση της πιθανής ύπαρξης πεδίων υδραγονανθράκων. Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Πατρών.
- Παπανικολάου, Δ.Ι., 2015. Γεωλογία της Ελλάδας. Εκδόσεις Πατάκη, σ. 443.

Παράρτημα

Holocene Climatic Optimum centennial-scale paleoceanography in the NE Aegean (Mediterranean Sea)

Maria V. Triantaphyllou, Alexandra Gogou, Margarita D. Dimiza, Sofia Kostopoulou, Constantine Parinos, Grigoris Roussakis, et al.

Geo-Marine Letters

An International Journal of Marine Geology

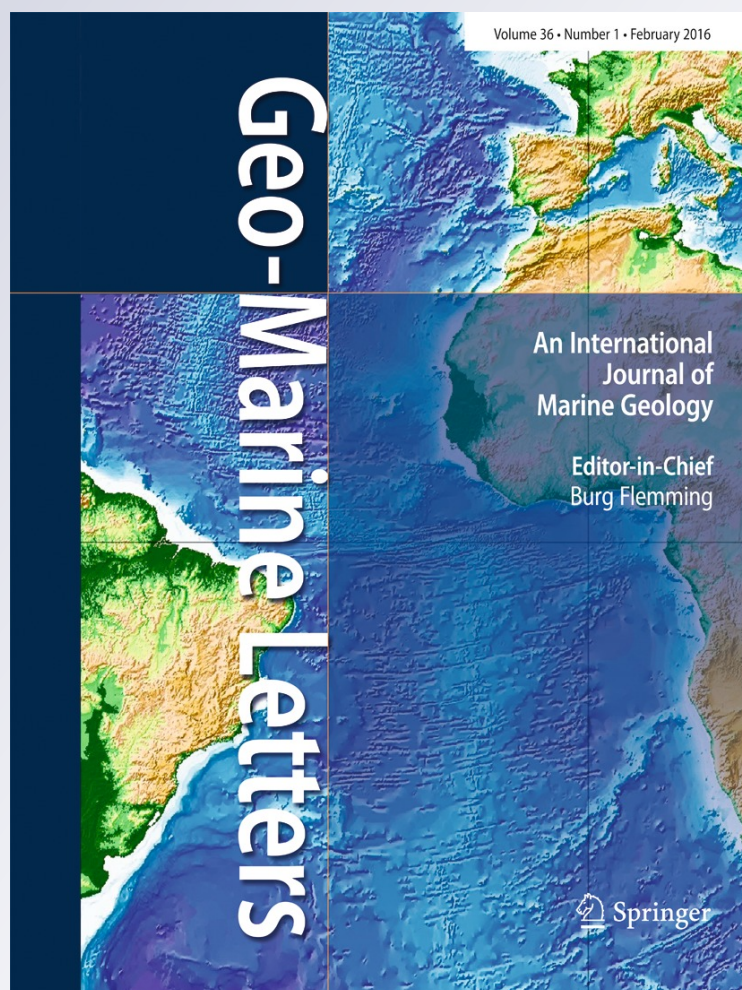
ISSN 0276-0460

Volume 36

Number 1

Geo-Mar Lett (2016) 36:51-66

DOI 10.1007/s00367-015-0426-2



Your article is protected by copyright and all rights are held exclusively by Springer-Verlag Berlin Heidelberg. This e-offprint is for personal use only and shall not be self-archived in electronic repositories. If you wish to self-archive your article, please use the accepted manuscript version for posting on your own website. You may further deposit the accepted manuscript version in any repository, provided it is only made publicly available 12 months after official publication or later and provided acknowledgement is given to the original source of publication and a link is inserted to the published article on Springer's website. The link must be accompanied by the following text: "The final publication is available at link.springer.com".

Holocene Climatic Optimum centennial-scale paleoceanography in the NE Aegean (Mediterranean Sea)

Maria V. Triantaphyllou¹ · Alexandra Gogou² · Margarita D. Dimiza¹ · Sofia Kostopoulou¹ · Constantine Parinos² · Grigoris Roussakis² · Maria Geraga³ · Ioanna Bouloubassi⁴ · Dominik Fleitmann⁵ · Vassilis Zervakis⁶ · Dimitris Velaoras² · Antonia Diamantopoulou³ · Angeliki Sampatakaki² · Vassilis Lykousis²

Received: 3 June 2015 / Accepted: 30 September 2015 / Published online: 9 October 2015
© Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2015

Abstract Combined micropaleontological and geochemical analyses of the high-sedimentation gravity core M-4G provided new centennial-scale paleoceanographic data for sapropel S1 deposition in the NE Aegean Sea during the Holocene Climatic Optimum. Sapropel layer S1a (10.2–8.0 ka) was deposited in dysoxic to oxic bottom waters characterized by a high abundance of benthic foraminiferal species tolerating surface sediment and/or pore water oxygen depletion (e.g., *Chilostomella mediterraneensis*, *Globobulimina affinis*), and the presence of *Uvigerina mediterranea*, which thrives in oxic mesotrophic-eutrophic environments. Preservation of organic matter (OM) is inferred based on high organic carbon as well as loliolide and isololiolide contents, while the biomarker

record and the abundances of eutrophic planktonic foraminifera document enhanced productivity. High inputs of terrigenous OM are attributed to north Aegean borderland riverine inputs. Both alkenone-based sea surface temperatures (SSTs) and $\delta\text{O}^{18}_{\text{G. bulloides}}$ records indicate cooling at 8.2 ka (S1a) and ~7.8 ka (S1 interruption). Sapropelic layer S1b (7.7–6.4 ka) is characterized by rather oxic conditions; abundances of foraminiferal species tolerant to oxygen depletion are very low compared with the *U. mediterranea* rise. Strongly fluctuating SSTs demonstrate repeated cooling and associated dense water formation, with a major event at 7.4 ka followed by cold spells at 7.0, 6.8, and 6.5 ka. The prominent rise of the carbon preference index within the S1b layer indicates the delivery of less degraded terrestrial OM. The increase of algal biomarkers, labile OM-feeding foraminifera and eutrophic planktonic species pinpoints an enhanced in situ marine productivity, promoted by more efficient vertical convection due to repeated cold events. The associated contributions of labile marine OM along with fresher terrestrial OM inputs after ~7.7 ka imply sources alternative/additional to the north Aegean riverine borderland sources for the influx of organic matter in the south Limnos Basin, plausibly related to the inflow of highly productive Marmara/Black Sea waters.

Electronic supplementary material The online version of this article (doi:10.1007/s00367-015-0426-2) contains supplementary material, which is available to authorized users.

✉ Maria V. Triantaphyllou
mtriant@geol.uoa.gr

¹ Faculty of Geology and Geoenvironment, National and Kapodistrian University of Athens, 15784Panepistimioupolis, Athens, Greece

² Hellenic Centre for Marine Research, Institute of Oceanography, 19013 Anavyssos, Attiki, Greece

³ Laboratory of Marine Geology and Physical Oceanography, Department of Geology, University of Patras, 26100, Rion-Patra, Greece

⁴ Laboratoire d'Océanographie et du Climat, Expérimentation et Approche Numérique, Université Pierre et Marie Curie, Paris Cedex 05, France

⁵ Centre for Past Climate Change, Department of Archaeology, University of Reading, Reading RG6 6AB, UK

⁶ Department of Marine Sciences, University of the Aegean, 81100 Mytilene-Lesvos, Greece

Introduction

The Aegean Sea (NE Mediterranean) is located in a transition zone between temperate and semiarid climate conditions and is characterized by its small size but complex bathymetry. Fluvial freshwater inputs are more intense in the north due to numerous large rivers draining from the Balkans and Turkey, which provide 75% of sediment influx into the north Aegean (e.g., Lykousis et al. 2002; Roussakis et al. 2004). River runoff collectively constitutes an important source of

land-derived organic matter (OM) to the study area (e.g., Gogou et al. 2007).

In general, sapropels have developed in concert with distinct minima in the orbital precession (e.g., Rossignol-Strick et al. 1982) when intensification of the western African monsoon caused an increased freshwater discharge of north African rivers into the eastern Mediterranean (e.g., Rohling et al. 2002a, 2015). Sapropel S1 was deposited in the period 10.8–6.1 ka (De Lange et al. 2008) and was terminated with earlier ventilation at water depths shallower than 1,800 m (Tachikawa et al. 2015); deep-water anoxia required a long prelude of deep-water stagnation, with no particularly strong eutrophication (Grimm et al. 2015).

During the so-called Holocene Climatic Optimum (HCO; approx. 10.0–6.0 ka), a distinct positive shift in the Aegean Sea's freshwater budget—possibly supplemented by precipitation and riverine contribution from the Aegean borderland and also inflow of Black Sea Water (BSW)—weakened the basin's deepwater circulation, resulting in oxygen-starved conditions at the seafloor and deposition of sapropel layer S1 (e.g., Aksu et al. 1995, 2002; Gogou et al. 2007; Kuhnt et al. 2007; Abu-Zied et al. 2008; Kotthoff et al. 2008; Geraga et al. 2010; Katsouras et al. 2010; Schmiedl et al. 2010; Kouli et al. 2012; Triantaphyllou 2014; Triantaphyllou et al. 2014). Aegean Sea sites of high sedimentation rates are associated with S1 sapropelic layers characterized by low organic carbon (OC) contents of <2% (e.g., Roussakis et al. 2004; Triantaphyllou et al. 2009a), reflecting strong dilution by lithogenic input (e.g., Merccone et al. 2000). A multi-centennial climate deterioration (Rohling et al. 2002b; Rohling and Pälike 2005; Marino et al. 2009) with a superimposed abrupt “8.2 ka” event (Alley et al. 1997) is associated with the S1 interruption, and has been ascribed to an overturning reinforcement and reventilation of deep waters (e.g., Myers and Rohling 2000; Casford et al. 2003).

Concerning the age of the last reconnection of the Black Sea with waters of Mediterranean origin, several datings have been proposed. Ryan et al. (2003) and Major et al. (2006) provided an age of 8.4 thousand years BP (~9.0 ka; Soulet et al. 2011; Mertens et al. 2012). Hiscott et al. (2007) dated the initial marine inflow at $11,340 \pm 80$ years BP (~12.8 ka). A late connection has been suggested to have occurred between 9.0 and 8.0 ka (Sperling et al. 2003; Bahr et al. 2006; Major et al. 2006; Vidal et al. 2010). Adding to this, data provided by the Holocene section of the Sofular Cave speleothem record from the southern Black Sea coast indicate a remarkable increase in rainfall between ~9.6 and 5.4 ka (Goktürk et al. 2011).

Despite the fact that significant work has been done on the paleoceanography of the north Aegean (for references, see above), there is still a lack of detailed information based on a north Aegean sediment record reconstructing a possible Marmara/BSW influence in the Aegean Sea/NE Mediterranean during the early and middle Holocene.

Previous studies (e.g., Schmiedl et al. 2010; Triantaphyllou 2014) have considered this issue; however, they did not examine records in the direct vicinity of BSW pathways. To address this aspect, the present work investigated high-resolution micropaleontological (benthic and planktonic foraminifera) and geochemical signatures (OC, stable isotopes, selected lipid biomarkers and their diagnostic ratios, and the alkenone unsaturation index U_{37}^K as proxy of sea surface temperature) in the excellently preserved S1 sapropelic layers of gravity core M-4G from the south Limnos Basin (Fig. 1a, b).

Benthic foraminifera are commonly used as proxies of the trophic level at the sediment–water interface and oxygen concentration of deep waters (e.g., Jorissen et al. 1992). *Chilostomella mediterraneensis*, *Globobulimina affinis* and *Cassidulinoides bradyi* represent benthic foraminiferal species able to tolerate oxygen depletion (e.g., Bernard and Sen Gupta 1999; Fontanier et al. 2002; Kuhnt et al. 2007; Abu-Zied et al. 2008). However, *G. affinis*, *C. mediterraneensis*, *Bulimina* spp. and *Bolivina spathulata* also thrive in OM-enriched but well-oxygenated ecosystems, indicating low-oxygen conditions prevailing in pore water (Duchemin et al. 2007; Fontanier et al. 2008a, 2008b, 2014). Likewise, planktonic foraminifera have long proven useful in the reconstruction of paleoceanographic and paleoclimatic conditions worldwide (e.g., Pujol and Vergnaud Grazzini 1995; Schiebel et al. 2001; Mojtahid et al. 2013), and several studies are available from the Aegean Sea (e.g., Geraga et al. 2000, 2005, 2010; Casford et al. 2007; Triantaphyllou et al. 2009b).

Moreover, lipid biomarkers such as long-chain alkenones and dinosterol biosynthesized by the prymnesiophytes *Emiliania huxleyi* and *Gephyrocapsa* spp. and dinoflagellates, respectively (Marlowe et al. 1984; Volkman 1986) can serve as indicators of marine productivity (e.g., Gogou et al. 2007). Loliolide and isololiolide are known to be produced after degradation of the pigment fucoxanthin present in diatoms and haptophytes (Repeta 1989) under dysoxic/anoxic bottom water conditions (e.g., formation of Mediterranean sapropels; Menzel et al. 2003; Triantaphyllou et al. 2009a). Elevated levels of Ter-alkanols, and concomitant increase in their carbon preference index (CPI) values, are well known in Mediterranean sapropels, and have been ascribed a terrestrial origin from leaf waxes of higher plants during increased land runoff (e.g., Gogou et al. 2007 and references therein).

Within this context, the present study aims to (1) construct a high-resolution paleoceanographic record for the NE Aegean Sea during the HCO, and (2) investigate the influence of paleoclimatic forcings and BSW influx on the NE Aegean paleoceanography. It was expected that the shallow water depth (216 m) of the study site would facilitate the reconstruction of rapid water-column processes affecting the physical and biogeochemical regimes of the north Aegean Sea.

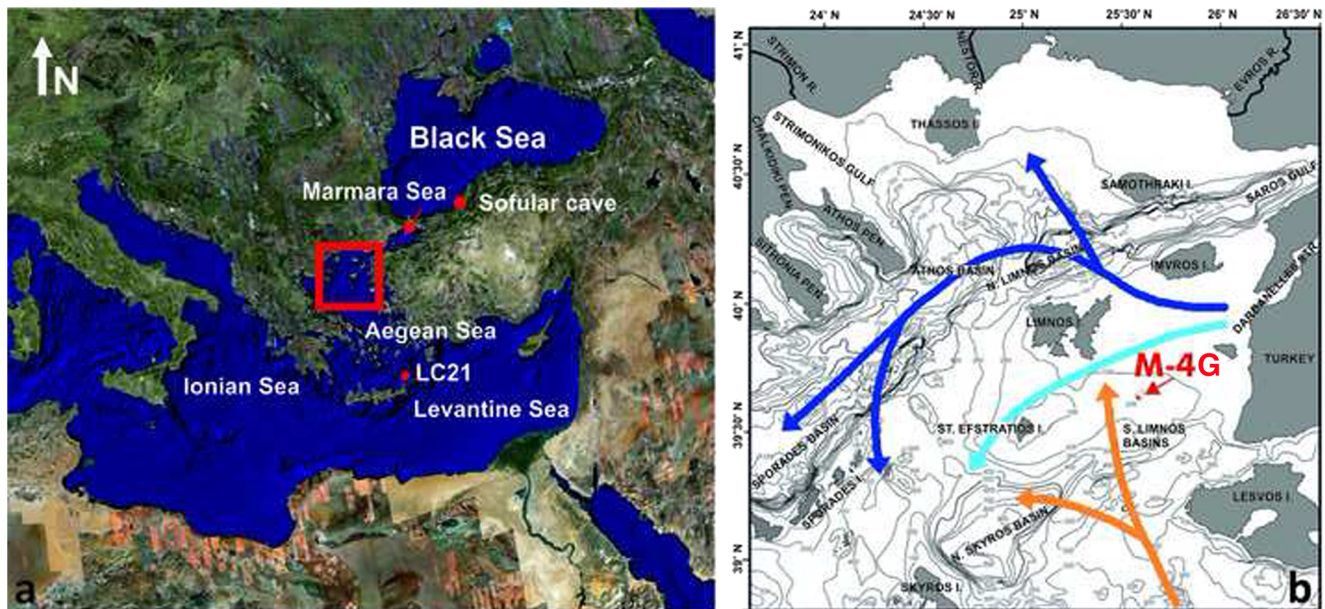


Fig. 1 **a** Location map of the study area and the sites discussed in the text (source: Google Earth, 2015, www.google.com/maps/). **b** Geographical location of the studied core M-4G in the NE Aegean Sea, and the main patterns of seawater surface circulation: BSW main pathways during

winter (dark blue) and additional pathway during summer (light blue). Yellow arrows Routes of high-salinity water masses of Levantine origin toward the north Aegean

Oceanographic setting

The north Aegean basin presents a continental margin ecosystem with a generally cyclonic circulation and dual flow between the NE Mediterranean and Black seas through the Dardanelles and Bosphorus straits (Fig. 1a). The north Aegean Sea is considered as one of the most important areas for dense water formation in the eastern Mediterranean region (e.g., Theocharis and Georgopoulos 1993; Zervakis et al. 2000; Velaoras and Lascaratos 2005; Theocharis et al. 2014; Velaoras et al. 2014).

Low-salinity (24–28‰ at the strait mouth, <70 m depth) surface BSW flows along the eastern coast of Greece until it reaches the southwestern Aegean, and enhances productivity in the northern Aegean Sea (Lykousis et al. 2002). During winter (Figs. 1b, 2a), BSW tends to flow northwest of Limnos filling the northernmost part of the Aegean before moving westward (Lascaratos 1992; Zodiatis 1994). The low-density BSW surface layer acts as an insulating lid that impedes air–sea interactions, resulting in the stratification of the water column and hindering dense water formation over the area it covers (Zervakis et al. 2000; Velaoras et al. 2013). During summer, the strong northerly winds (Etesians) blowing over the Aegean Sea deflect the BSW to some extent south of Limnos (Zodiatis 1994), and cause a thermal front marked by low sea surface temperatures (SSTs; Fig. 2b) due to upwelling of colder, nutrient-rich masses along the eastern Aegean margin (e.g., Lascaratos 1992). BSW inflow rates show strong seasonal and interannual variability, reaching a maximum during mid to late summer and a minimum during

winter (Zervakis et al. 2000). Warmer than the surrounding surface masses, saline (>39‰) Levantine Surface Water (LSW) occupies surface layers in the absence of BSW, and Levantine Intermediate Water (LIW; 14–15 °C, 38.8–39.1‰) extends to a depth of up to about 400 m below the BSW/LSW. These Levantine water masses flow northward along the eastern Aegean Sea (e.g., Zervakis et al. 2004).

Among the north Aegean basins, the Limnos Basin, located closest to the Dardanelles exit, is strongly influenced by BSW outflow. The Limnos Plateau, between the islands of Limnos, Imvros and Lesvos (Fig. 1b), is characterized by the formation of dense water during winter, although this can be reduced by BSW. These dense waters ventilate intermediate layers up to a few hundred meters deep, and occasionally even bottom layers in the north Limnos and Skyros basins (e.g., Theocharis and Georgopoulos 1993).

Materials, methods, age model

Core location and description

The 2.53-m-long gravity core M-4G (39°38.662'N, 25°35.165'E) was recovered from the south Limnos Basin (Fig. 1b) at a water depth of 216 m within the framework of the MedEcos project (R/V Aegaeo, January 2011), from exactly the same location as that of core M-4 investigated by Roussakis et al. (2004). Notably, the core site represents an isolated depression on the shallower (100 m depth) Limnos Plateau (Fig. 1b, see arrow). In the laboratory, the core was

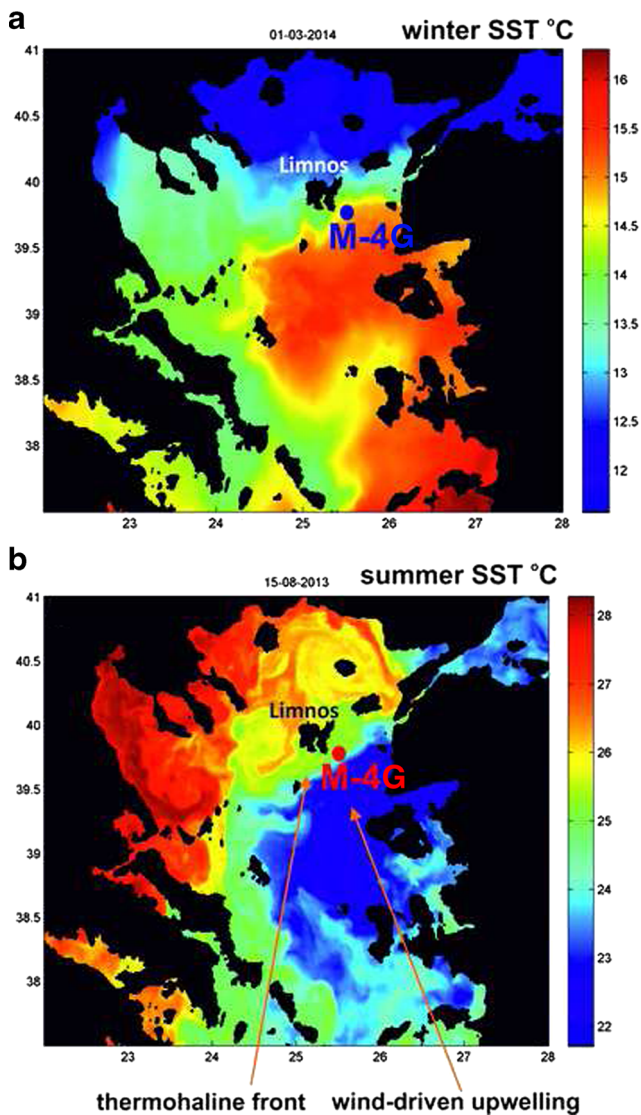


Fig. 2 **a** 1 March 2014 satellite SST image with a typical winter SST distribution over the north-central Aegean. Cold water masses restricted north of Limnos show BSW expansion in the north Aegean during winter. **b** 15 August 2013 satellite SST image with a typical summer SST distribution. The thermohaline front is located south of Limnos with a southwest orientation. BSW occupies the area north of the front. Colder surface water masses south of the front (eastern part of Aegean basin) are attributed to wind-driven upwelling due to summer Etesian winds (source: MyOcean MED Sea Surface Temperature maps at ultra-high (0.01°) spatial resolution, www.myocean.eu)

split, macroscopically described, and subsampled downcore at 0.5 cm intervals.

Core M-4G is described here following the lithological units of Roussakis et al. (2004). The top 23 cm (Fig. 3a) consists of grayish olive (7.5 Y5/2) mud with shells and shell fragments, followed by a thin layer (23–32 cm depth) of olive gray (2.5 GY5/1) mud strongly bioturbated in its upper part, with numerous *Ostrea* valves. These form unit A (late Holocene mud). The underlying unit (32–128 cm depth) consists of three sublayers forming unit B (sapropel S1 sequence): a

homogeneous olive gray (10 Y5/2) sapropelic mud layer (S1a, 32–54 cm depth) with faint laminations, followed by a light-colored interval (S1 interruption S1i, 54–59 cm depth) of olive gray (2.5 GY5/1) mud, and a thick layer (S1b, 59–128 cm depth) of olive gray (10 Y4/2) laminated sapropelic muds that comprise a lighter-colored faintly laminated layer of sapropelic mud (grayish olive, 7.5 GY5/1) at 118–128 cm depth. The whole of unit B does not display any burrows or other signs of bioturbation. The remainder of the core comprises unit C (deglaciation mud and sandy mud). The 128–142 cm depth interval consists of olive gray (2.5 GY5/1) mud, whereas olive gray (2.5 GY6/1) mud with bivalve shells and lenses of silt occurs at 142–162 cm. From 162 to 245 cm depth, the sediments consist of olive gray (2.5 GY5/1, 4/1) stiff mud characterized by organic remains and sand lenses with shell fragments. These turbiditic sand lenses probably originate from slope gravity flows during the last sea-level lowstand. The bottom 15 cm of the core comprises grayish olive (7.5 Y5/2) very stiff muddy sand.

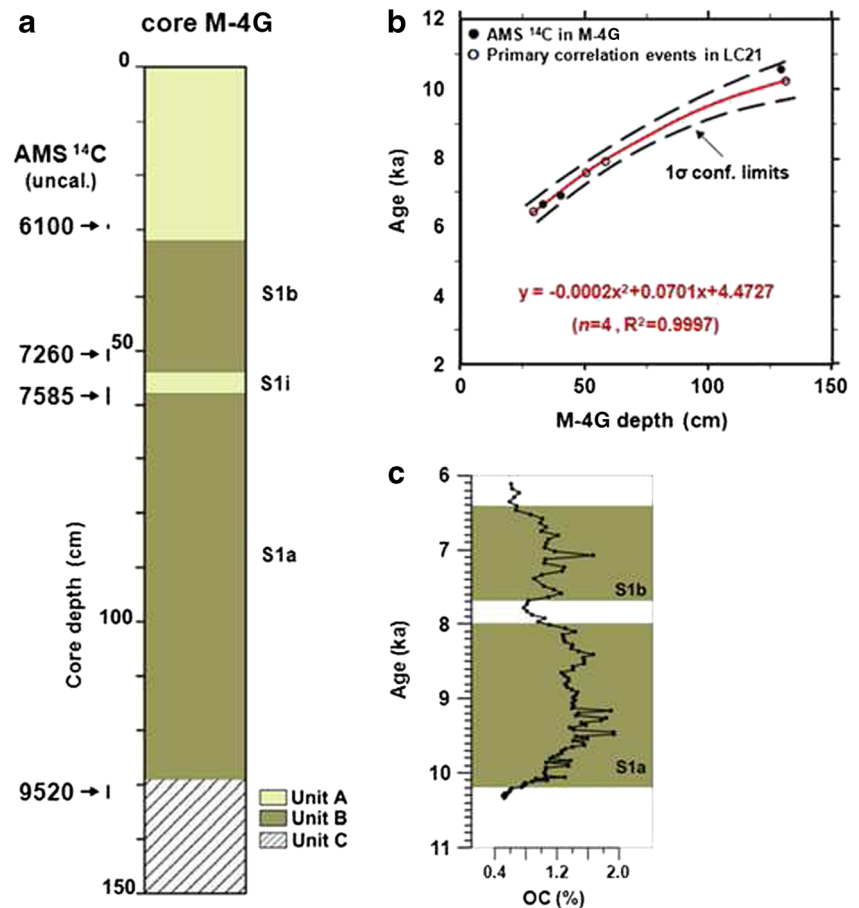
In this study only the interval comprising the S1 sequence is examined. S1 sapropelic layers are very well preserved between 32–128 cm (Fig. 3a), enabling a high-resolution examination.

Chronology

Four accelerator mass spectrometry (AMS) radiocarbon ^{14}C datings (Table 1) were performed on clean, handpicked mixed planktonic foraminiferal surface-water dwellers (*Globigerina bulloides*, *Globigerinoides ruber*) at the laboratories of the oceanographic institute LOCEAN, Université P. & M. Curie, Paris. Conventional ^{14}C ages were calibrated by means of the Calib version 7.0.2 software (Stuiver and Reimer 1993) and the MARINE13 dataset with a regional reservoir age correction (ΔR) of 139 ± 40 years for the S1 sapropel interval (Facorellis et al. 1998), and 58 ± 85 years outside this interval (Reimer et al. 2013). Hereafter the M-4G calibrated ages are reported as ka.

The chronology for core M-4G derives from a satisfactory polynomial fit through the four calibrated AMS ^{14}C datings mentioned above, with 1σ uncertainty of ± 0.044 ka (Fig. 3b). Sapropelic layer S1a is dated 10.2–8.0 ka, whereas S1b spans the interval 7.7–6.4 ka. The temporal resolution is ~ 30 years for S1a, ~ 45 years for S1i, and ~ 50 years for S1b. Comparison with the multi-proxy chronological framework proposed by Casford et al. (2007), i.e., primary events based on changes in planktonic fauna (events 5, 6, 7) in the reference core LC21 ($35^\circ 40' \text{N}$, $26^\circ 35' \text{E}$, 1,522 m water depth northeast of Crete; Fig. 1a), revealed an excellent match (Fig. 3b). Core LC21 is the benchmark against which Casford et al. (2007) constructed a robust chronology within the early

Fig. 3 **a** Gravity core M-4G stratigraphy (upper 150 cm, lithological description follows Roussakis et al. 2004) and uncalibrated AMS ^{14}C datings (years BP). **b** Age model for core M-4G, based on a 2nd-order polynomial fit for the four youngest calibrated AMS ^{14}C datings (red line, open dots). *Solid dots* Ages for the reference core LC21 extracted from Casford et al. (2007). For more information, see main text. **c** OC (%) *Shaded areas* Periods of deposition of S1a and S1b layers



to middle Holocene interval, involving numerous Aegean cores.

Organic carbon

In all, 230 subsamples were collected at 0.5 cm intervals for OC analyses at the University of California, Davis. Freeze-dried and homogenized aliquots were de-carbonated using repetitive additions of HCl (25%, v/v) combined with 60 °C drying steps. OC was determined by combustion in an oxygen atmosphere, and the produced carbon dioxide was quantitatively measured on a PDZ Europa ANCA-GSL elemental analyzer coupled with a PDZ Europa 20-20 IRMS instrument. The analytical precision was in the order of $\pm 0.02\%$.

Benthic and planktonic foraminifera

For benthic foraminiferal analyses (see Appendix A in the electronic supplementary material available online for this article), 71 sediment samples (ca. 2 cm sampling resolution, 2 g dry weight each) were disaggregated using hydrogen peroxide, and then wet sieved through a 125 μm mesh. The dry material was split into aliquots using an Otto microsplitter. In each case, at least 300 specimens were separated under a Leica APO S8 stereoscope.

The taxonomy of benthic foraminifers is based on original descriptions in Ellis and Messina (1940 to present) and the classification of Loeblich and Tappan (1987, 1994). Relative abundances were examined by means of principal component analysis (PCA), using SPSS (version 10.1) statistical software.

Table 1 Age model pointers for the investigated core M-4G

Depth (cm)	Conventional ^{14}C age (years BP)	Calibrated ^{14}C age (annum)	1 σ age range
29.0–30.0	6,100 $\pm$ 30	6,359	6,359–6,572
49.5–52.0	7,260 $\pm$ 30	7,547	7,547–7,641
56.5–60.0	7,585 $\pm$ 30	7,846	7,846–7,948
130.5–132.5	9,520 $\pm$ 30	10,215	10,215–10,418

Additional parameters estimated are the benthic foraminifera number (BFN, i.e., number of specimens/g, which should be considered as a complex function of sedimentation rate resulting in dilution or concentration, differential taphonomic effects, and benthic production), the Shannon Wiener diversity index (H' ; Magurran 1988), and the low oxygen (LO) index (Kuhnt et al. 2007, whereby high LO index values indicate low-oxygen bottom conditions). The LO index was calculated as $LO = (DO \times 0.5) + AO$, where DO is the relative abundance of dysoxic indicators (e.g., *Bolivina* spp., *Brizalina* spp., *Bulimina* spp.), and AO the relative abundance of deep infaunal species well adapted to suboxic and occasional anoxic conditions (e.g., *Cassidulinoides bradyi*, *Chilostomella mediterraneensis*, *Fursenkoina* spp., *Globobulimina* spp., *Nonionella* spp.; e.g., Alavi 1988; Sen Gupta and Machain-Castillo 1993; Bernard and Sen Gupta 1999).

In all, 55 samples were used for planktonic foraminiferal analysis at a sampling interval of 1 cm (reaching 5 cm in some cases, depending on material availability), whereby at least 200 specimens were picked and identified for each sample (see Appendix B in the online electronic supplementary material). Each taxon was expressed as a percentage of the total planktonic foraminifera assemblage.

Lipid biomarkers

In all, 108 samples were analyzed for lipid biomarkers. Lipids were extracted from freeze-dried sediments by ultrasonication using a mixture of dichloromethane/methanol (4:1, v/v), and separated into different compound classes on silica gel columns. Individual compounds were identified by gas chromatography using flame ionization detection (GC-FID) and gas chromatography coupled to mass spectrometry (GC-MS). The present study reports data on selected sterols (dinosterol), long chain alkenones (di- and triunsaturated methyl and ethyl ketones), long chain diols and keto-ols (C_{30} diol and C_{30} keto-ols), the isoprenoid derivatives loliolide and isolololide, the most abundant long chain *n*-alkanols (*n*- C_{26} , *n*- C_{28} and *n*- C_{30}), reported hereafter as Ter-alkanols, and the carbon preference index (CPI; Ohkouchi et al. 1997) of long chain *n*-alkanols. For more methodological information, the reader is referred to Gogou et al. (2007).

Alkenone-based SSTs and isotope analyses

Past SSTs were estimated by means of the alkenone unsaturation index $U_{37}^{K'}$ and the global calibration given by Müller et al. (1998). Although this global calibration has been reported to perform poorly in some regional settings (e.g., Tao et al. 2012), it has been applied in the present case in order to enable comparisons with other publications dealing with Aegean sites (Gogou et al. 2007; Triantaphyllou et al. 2009a).

The analytical precision based on multiple extractions of sediment samples was better than 0.6 ‰.

In all, 47 samples collected every 2 cm served for isotope analyses ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) on handpicked planktonic foraminifer *Globigerina bulloides* specimens, conducted at the Stable Isotope Laboratory of the University of California, Davis. The foraminiferal tests were reacted in 105% H_3PO_4 at 90 °C in either an Isocarb common acid bath system or a Gilson Multicarb Autosampler system; CO_2 gas was analyzed in dual inlet mode on an Optima IRMS or Elementar IsoPrime, respectively. The data were computed relative to VPDB using the NBS-19 calcite standard. Precision (± 1 s.d.) based on repeat analyses of an in-house calcite standard is $\pm 0.03\text{‰}$ and $\pm 0.04\text{‰}$ for $\delta^{13}C_{G. bulloides}$ and $\delta^{18}O_{G. bulloides}$, respectively.

Results

OC content

Higher OC values earmark sapropelic layers S1a and S1b (Fig. 3c). The maximum value of 1.94% is observed at ~9.5 ka during the deposition of S1a (minimum 0.79% at the base), whereas 1.67% is identified at 7.1 ka within S1b. The 8.0–7.7 ka interval is characterized by a reduction of OC down to 0.77% in its middle part, interpreted as the S1 interruption; an increase to 1.26% occurs at 7.6 ka, at the base of S1b (minimum 0.86% at the top).

In general, OC contents from north Aegean Sea records remain low (average of 0.5%) in the massive interval below S1; the S1i has somewhat lower OC levels (average of 1.0%) compared to the S1a and S1b layers (average of 1.9 and 1.3%, respectively), whereas the massive interval above S1 has an OC average of 0.6% (e.g., Mercone et al. 2001; Roussakis et al. 2004; Gogou et al. 2007; Katsouras et al. 2010). OC contents differ strongly between non-sapropel and sapropelic muds (>2 and $<2\%$, respectively) in the eastern Mediterranean basins. In the case of core M-4G, the low OC is presumably the result of dilution by high terrigenous input (sedimentation rate >32 cm/1,000 years; Roussakis et al. 2004) during sapropelic formation. The sedimentation rate is high because the westward hydrodynamic regime in the area (Lykousis et al. 2002) favors high sediment influxes from the shallower Limnos Plateau (100 m depth) in the isolated depression of the core site (Fig. 1b).

Benthic foraminifera

Benthic foraminifera are present throughout the S1 sapropelic layers, represented mostly by *Chilostomella mediterraneensis*, *Globobulimina affinis*, *Cassidulinoides bradyi*, *Bolivina alata*, *B. spathulata*, *B. striatula*, *Bulimina* spp., *Uvigerina mediterranea*, *Hyalinea balthica*, *Melonis barleeaanum*, agglutinants and miliolids (see Appendix A in the online

electronic supplementary material; Fig. 4). All specimens are very well preserved without pyrite infillings having been observed, indicating in situ deposition as supported also by the lithologic-sedimentary features of the core M-4G sequence. Shallow water species such as *Ammonia beccarii*, *Elphidium* spp. and *Rosalina* spp. contribute less than 1% to the assemblages. Agglutinants and miliolids occur in very low to zero levels within S1, but increase significantly outside the sapropelic interval and during the sapropel interruption. *C. mediterraneensis* is found in both S1 lobes, reaching almost 30% at ~9.1 ka and 25% at 6.8 ka. *G. affinis* exceeds 70% at ~9.6 ka (S1a), but is almost absent after 8.0 ka. *C. bradyi* shows a similar pattern, with much lower abundance (up to 5% at 9.9 ka). *B. alata* fluctuates during S1 deposition, peaking at ~7.3 ka. *B. spathulata* displays low values during S1a; the highest abundance (30%) is observed at ~7.6 ka (S1b). *B. striatula* peaks at 8.2 ka (up to 13%) and during the deposition of S1b. *Bulimina* spp. (mainly *B. marginata*, *B. striata*) represent a significant component (up to 40%, particularly within S1a), with an increasing trend between 9.6–8.5 ka. *U. mediterranea* reaches up to ~24% at about 10.1 ka (base of S1a), and a gradual decrease is observed in S1i; values also increase during S1b. *H. balthica* increases strongly within S1b, to reach a maximum of ~17% at 7.0 ka. Higher values of *M. barleeianum* are observed at the bottom of S1a, toward the top of S1b, and outside the sapropelic interval.

The LO index rises gradually within S1a to reach 80 at ~9.6 ka (Fig. 5); the S1i features an average value of 33, whereas the LO index reaches 40 within S1b. The H' index is characterized by a prominent decrease (value close to 1.0) in the period 9.8–9.6 ka during S1a deposition. No major change is observed within the S1i and S1b intervals, with values close to 2.4; such moderate values are quite normal in oligotrophic Mediterranean ecosystems and in well-oxygenated eutrophic waters (Fontanier et al. 2014). The total number of benthic foraminifera (BFN) is low throughout the S1 sapropelic layers, and generally high in non-sapropelic deposits (Fig. 5).

In the PCA results (Fig. 5, Table 2), the PC1 component accounts for 56% of the total variance, and shifts to a negative range in the lower interval of S1; positive values characterize the S1i. PC1 represents relatively high oxygen concentrations, as it is positively loaded by total agglutinated species (0.95), *Bulimina aculeata* (0.91), and *U. mediterranea* (0.91) characteristic of well-oxygenated bottom conditions (e.g., Alve 1995). PC2, having positive values except for the ~10.2–9.2 ka interval, explains a further 11% of the variance and is positively loaded (0.64) mainly by the occasionally labile OM-feeding *C. mediterraneensis* (e.g., Fontanier et al. 2002; Kuhnt et al. 2007).

Planktonic foraminifera

Planktonic foraminifera assemblages are composed of *Globigerinoides ruber* (var. *alba* and *rosea*), *G. sacculifer*,

G. conglobatus, *Globoturborotalita rubescens*, *Orbulina universa*, *Globigerinella siphonifera*, *G. calida*, *Globigerina bulloides*, *G. falconensis*, *Turborotalita quinqueloba*, *Globorotalia inflata*, *G. crassaformis*, *G. scitula*, *Globigerinita glutinata*, *Neogloboquadrina pachyderma* (dextral), and *N. dutertrei*. The downcore variations of the most abundant species are presented in Fig. 6 (also see Appendix B in the online electronic supplementary material).

Among the abovementioned species, *G. siphonifera*, *G. rubescens*, *O. universa*, *G. sacculifer* and *G. calida*, which belong to the SPRUDTS group (Rohling et al. 1993), and *G. ruber* (var. *alba* and *rosea*) dominate warm and oligotrophic summer mixed layers in subtropical regions, including the eastern Mediterranean (Pujol and Vergnaud Grazzini 1995; Rohling et al. 2002a). Therefore, the downcore variation of the sum of their percentages (warm planktonic foraminifera curve, WPFC) is considered as an indicator of SST variability (Fig. 6). WPFC variations are similar to those in the corresponding $\delta^{18}\text{O}$ record (see below), with lower values at 9.7–8.8 and 8.2 ka within the S1a layer and at 7.4, 7.0 and 6.8 ka during the deposition of S1b.

T. quinqueloba and *G. bulloides* are the dominant species, reaching 75% and 45%, respectively. *G. bulloides* abundance, although fluctuating, is more pronounced at 9.7–9.2 ka, as well as at 8.8–8.3, 7.7–8.0, and 6.8–7.0 ka. *T. quinqueloba* increases at 10.0–9.0 ka (base of S1a), 8.4–8.0 ka (top of S1a), and 7.0–6.5 ka (top of S1b). *G. inflata* and Neogloboquadrinids (sum of *N. pachyderma* (dextral) and *N. dutertrei*) reach relative percentages of 12% and 13%, respectively at 8.0–7.3 ka. Furthermore, the proportion of *G. inflata* is high at 6.7–6.0 ka (i.e., end of S1 deposition), and that of Neogloboquadrinid species at 7.0–6.6 ka. The downcore variation of the sum of the percentages of the abovementioned species (*G. bulloides*, *T. quinqueloba*, *N. dutertrei*, *N. pachyderma* (dextral), *G. inflata*) is presented in Fig. 6 as “eutrophic species”.

Lipid biomarkers

Contents (ng/g of sediment dry weight) of lipid biomarkers and CPI values for *n*-alkanols are presented in Fig. 7. Ter-alkanols exhibit higher abundance in the S1a interval compared to S1b (average of 594 and 347 ng/g, respectively), with maximum values recorded at 9.5 ka. The average CPI values of high molecular *n*-alkanols range between 6.65 and 11.92. CPI values start to increase at ~7.7 ka, exhibiting sequential peaks within the S1b interval that represent the highest values of the entire record (Fig. 7). A series of marine lipid biomarkers of algal origin ($\text{C}_{37:2}$ alkenone, C_{30} diols and keto-ols, dinosterol, loliolide and isololiolide) is also present in all samples, exhibiting similar distributions with higher abundances recorded during S1a deposition in comparison to S1b; a remarkable

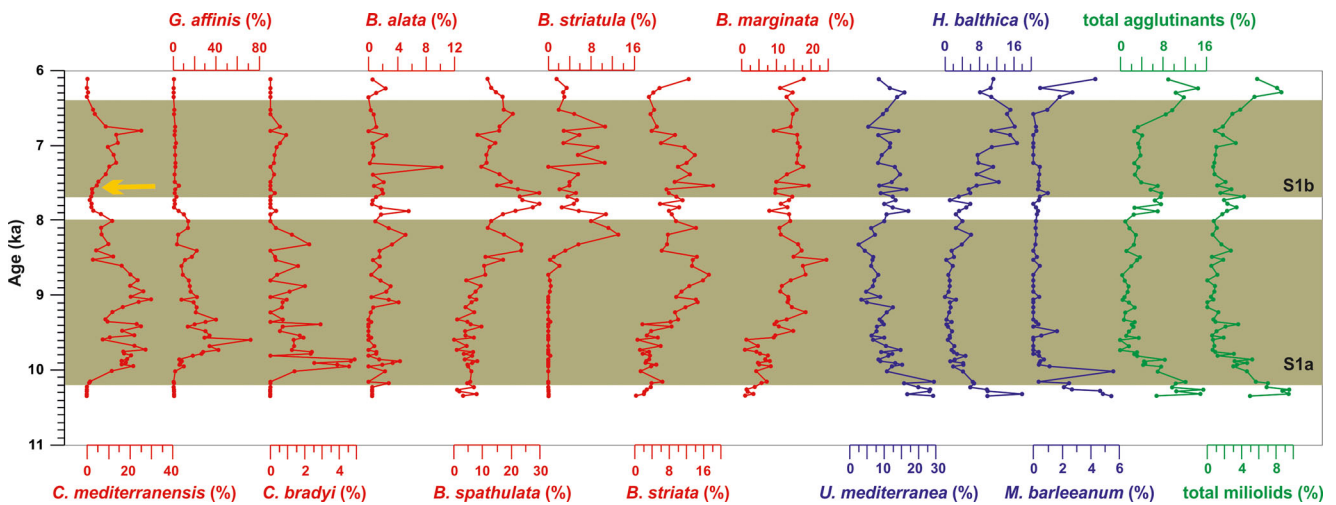


Fig. 4 Relative abundances (%) of the main benthic foraminiferal species of core M-4G. Yellow arrow Increase of labile OM-feeding *C. mediterraneensis* after ~7.5 ka. Shaded areas Periods of deposition of S1a and S1b layers

incremental trend is evident at 7.5–6.5 ka (S1b). Long chain alkenones are present in all samples, with $C_{37:2}$ predominating; values increase within S1a at ~9.8 ka, exceeding 300 ng/g at ~9.3 ka, and are prominently lower in S1b (Fig. 7). C_{30} diol and keto-ols, the isoprenoid derivatives loliolide and isololiolide, and dinosterol display similar trends. Lipid biomarkers are essentially absent in the S1i interval.

$U_{37}^{K'}$ SSTs, $\delta^{18}O_{G. bulloides}$, $\delta^{13}C_{G. bulloides}$

Alkenone-based SSTs show a general warming trend with shorter-term fluctuations throughout S1 (Fig. 8a), reaching

20.6 °C at the beginning of S1a deposition (9.8 ka) and 20.2 °C at ~8.5 ka. Marked drops in SST are observed at 9.5, 9.3, 8.6, and ~8.2 ka; two pronounced coolings are centered at 7.8 and 7.4 ka, during the S1i and within S1b. In general, SSTs are higher in the period ~9.0–8.0 ka (average 19.8 °C) compared to the lower part of S1a (average 18.9 °C). S1b is characterized by values (average 18.8 °C) similar to those of S1a (average 19.2 °C).

Despite the $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ records being relatively low in resolution, it is possible to observe a shift to larger isotopic values in the $\delta^{18}O_{G. bulloides}$ record at 8.6 ka, the signatures varying between 0.32 and 1.88‰. A series of fluctuations within S1b is also evident in the $\delta^{18}O_{G. bulloides}$ record, with

Fig. 5 **a** Low oxygen (LO) index, **b** benthic foraminiferal (BF) diversity (H'), **c** total number of benthic foraminifera (BFN), **d**, **e** PCA components. Shaded areas Periods of deposition of S1a and S1b layers

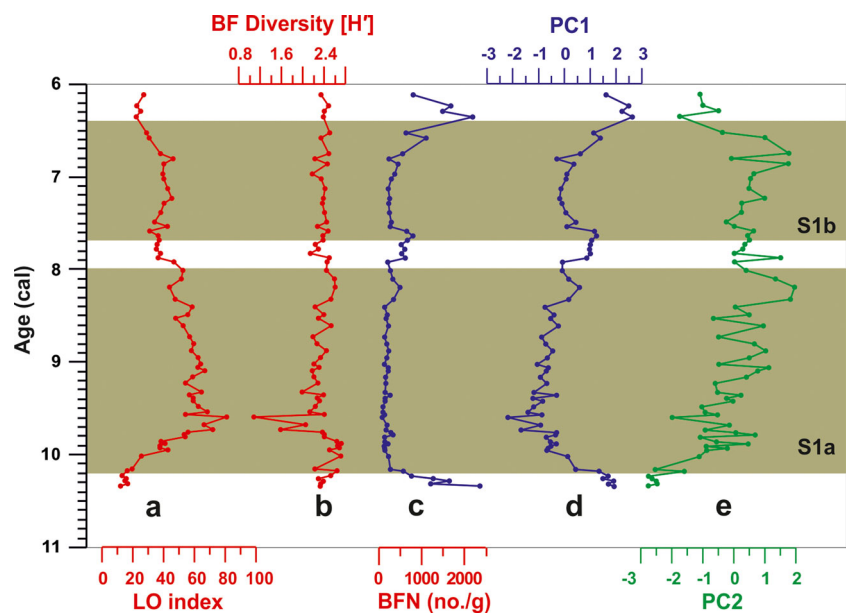


Table 2 Factor loadings of benthic foraminifera taxa on the first two principal component axes. The significant loadings are shown in *italics*

Component matrix	Component	
	1	2
<i>Bolivina spathulata</i>	0.90	0.30
<i>Bolivina striatula</i>	0.69	0.45
<i>Bolivina alata</i>	0.58	0.48
<i>Bulimina marginata</i>	0.84	0.32
<i>Bulimina costata</i>	0.76	0.38
<i>Bulimina aculeate</i>	0.91	−0.12
<i>Globobulimina affinis</i>	−0.74	0.33
<i>Uvigerina mediterranea</i>	0.91	−0.11
<i>Hanzawaia boueana</i>	0.70	0.28
<i>Hyalinea balthica</i>	0.88	0.11
<i>Melonis pompilioides</i>	0.74	−0.40
<i>Cassidulina crassa</i>	0.68	−0.08
<i>Globocassidulina subglobosa</i>	0.75	−0.12
<i>Nonionella turgida</i>	−0.18	0.52
<i>Cassidulinoides bradyi</i>	−0.37	0.34
Miliolids	0.88	−0.22
Agglutinants	0.95	−0.05
<i>Chilostomella mediterraneensis</i>	−0.55	0.64

a prominent shift to larger values at 7.4 ka (Fig. 8c). The $\delta^{13}\text{C}_{\text{G. bulloides}}$ pattern ranges between −2.37 and −1.26‰, and exhibits a trend toward more negative values after 9.0 ka, except for the S1i interval. A prominent $\delta^{13}\text{C}$ increase is recorded at ~7.0 ka (Fig. 8b).

Discussion

The data reported above enable the reconstruction of paleoceanographic-paleoclimatic conditions during the Holocene Climatic Optimum in the south Limnos Basin. Thereby, three main phases can be distinguished.

10.2–8.0 ka (S1a sapropelic layer)

During the ~10.2–9.0 ka interval, S1a is characterized (Fig. 4) by the high abundance of benthic foraminiferal species able to tolerate surface sediment and/or pore water oxygen depletion, such as *C. mediterraneensis*, *G. affinis*, *B. striata* and *C. bradyi* (e.g., Bernard and Sen Gupta 1999; Fontanier et al. 2002, 2008a, 2008b, 2014; Kuhnt et al. 2007; Abu-Zied et al. 2008), and the presence of *U. mediterranea*, which thrives in oxic mesotrophic to eutrophic environments (e.g., Jorissen et al. 1995; Schmiedl et al. 2000). Hence, benthic foraminiferal data combined with highest values of the LO index, lowest benthic diversity, and the PC1 component pattern at 9.8–9.6 ka (Fig. 5) indicate dysoxic to oxic bottom waters and preservation of organic matter (cf. high OC contents as well as loliolide and isololiolide values; Figs. 3c, 7). The positive shifts in OC also reflect the enhanced marine algal productivity that is evident in the biomarkers records, which all exhibit maxima between 9.8–9.0 ka (Fig. 7). This is well correlated with the dominance of eutrophic planktonic foraminifera species, particularly with the commonly nutrient-dependent *G. bulloides* (9.7–9.2 ka, Fig. 6; e.g., Schiebel et al. 2004). High percentages of this taxon have been reported in the

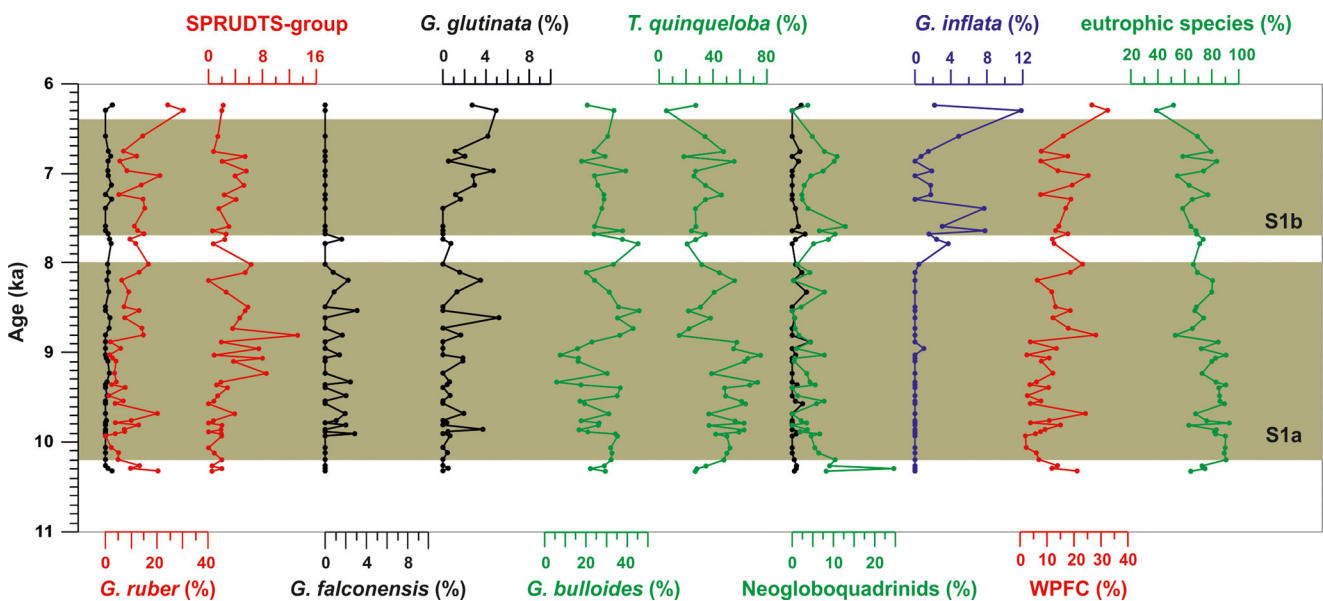


Fig. 6 Relative abundances (%) of planktonic foraminifera species of core M-4G. In the diagrams of *G. ruber* and *Neogloboquadrinids*: black abundances of *G. ruber* (*rosea*) and *N. dutertrei*; red and green abundances of *G. ruber* (*alba*) and *N. pachyderma* (dextral),

respectively. SPRUDTS group (Rohling et al. 1993): percentages of *G. siphonifera*, *G. rubescens*, *O. universa*, *G. sacculifer*, and *G. calida*. WPFC Warm planktonic foraminifera curve; shaded areas periods of deposition of S1a and S1b layers

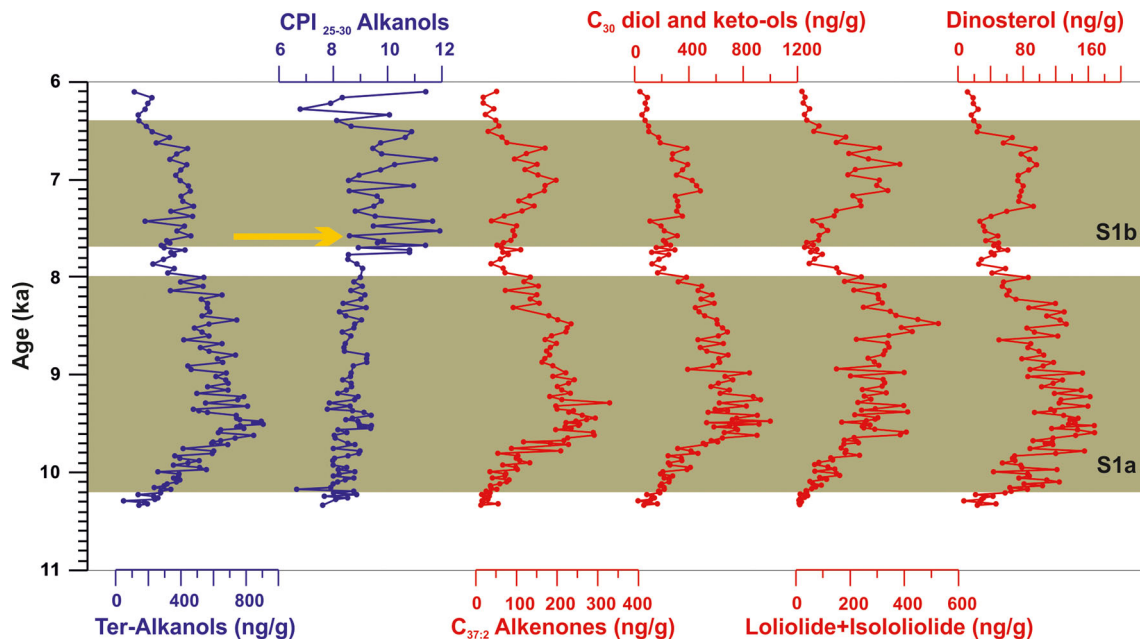


Fig. 7 Contents (ng/g) of investigated lipid biomarkers. Yellow arrow Delivery of less degraded terrestrial organic matter in the south Limnos Basin after ~7.8 ka and through to the end of S1b deposition. Shaded areas Periods of deposition of S1a and S1b layers

sediments of S1 in the Aegean Sea, mainly in the north (Zachariasse et al. 1997; Geraga et al. 2010) rather than in the south basins (e.g., Geraga et al. 2000; Casford et al. 2002; Triantaphyllou et al. 2009b), reflecting the higher riverine/nutrient input into the north Aegean during the early Holocene (e.g., Gogou et al. 2007; Kotthoff et al. 2008; Triantaphyllou 2014).

In the ~10.0–9.0 ka time interval, the U_{37}^K SST values (Fig. 8a) imply surface water temperature increase, interestingly featuring somewhat lower values compared with the upper part of S1a (9.0–8.0 ka). In contrast, WPFC values are conspicuously low, partly masked by the prevalence of fresher surface waters occurring at that time, as shown by the high abundance of *T. quinqueloba* (Fig. 6). *T. quinqueloba* has been recorded to exhibit opportunistic behavior in response to nutrient-rich, low-salinity, and low-turbidity river discharge into warm oligotrophic stratified marine waters (e.g., Retailleau et al. 2012). Hence, the shifts to smaller values observed in the $\delta^{18}O_{G. bulloides}$ record can be indicative of salinity lowering rather than temperature increase, as they are negatively correlated with the alkenone-based SST curve (Fig. 8a, c); $\delta^{18}O_{G. bulloides}$ has been used to estimate the Mediterranean surface salinity pattern associated with the last sapropel (e.g., Kallel et al. 1997). Apparently, the potential lowering of salinity between 10.0 and 9.0 ka can be attributed to high riverine input into the north Aegean basins and/or higher precipitation rates (e.g., Aksu et al. 1999; Casford et al. 2002; Kotthoff et al. 2008; Kuhnt et al. 2008). This interpretation is also supported by the concurrent increase in Ter-alkanois (Fig. 7), indicating frequent pulses of terrigenous OM (e.g., Gogou et al. 2007; Meyers and Arnaboldi 2008; Katsouras

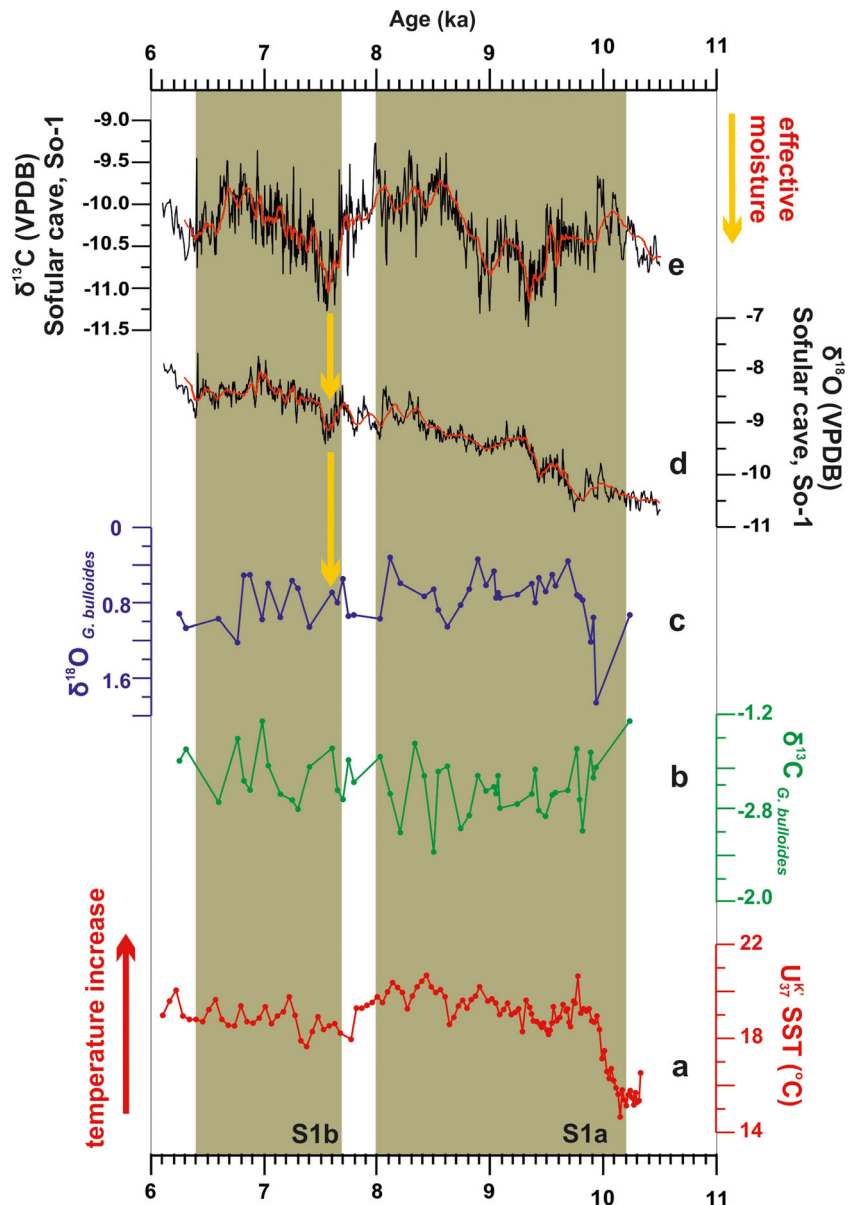
et al. 2010), and by the high prevalence of *T. quinqueloba* (see above).

During the last millennium of S1a deposition (9.0–8.0 ka) and particularly at ~8.2 ka, the benthic assemblages display decreases of species indicative of oxygen depletion, along with increments of *B. spathulata*, *B. striatula* and *B. alata*, i.e., species relatively tolerant to low-oxygen conditions (e.g., Jorissen et al. 1995; Alve and Murray 1999). *H. balthica*, an opportunistic taxon responding positively to high food availability (Rosenthal et al. 2011), rises after 8.5 ka (Fig. 4). The benthic foraminiferal data imply weaker bottom water dysoxia in the north Aegean/south Limnos basins at 9.0–8.0 ka, compared to the early stages of S1a. Within the same time interval, increased abundance of *G. bulloides*, higher $\delta^{13}C_{G. bulloides}$ values, and positive shifts in marine algal biomarkers (Figs. 6, 7, 8b) suggest enhanced productivity in the water column. The associated lower SSTs at ~8.2 ka (Fig. 8a) add evidence to an abrupt SST minimum related to the cold “8.2 ka” event (Rohling and Pälike 2005; Marino et al. 2009; Rohling et al. 2015).

8.0–7.7 ka (interruption of sapropelic deposition)

The recorded interruption of S1 at ~8.0 ka in the south Limnos Basin M4-G core features cooler conditions in the water column as indicated by alkenone-based SSTs (minimum at 7.8 ka; Fig. 8a), and the shift of $\delta^{18}O_{G. bulloides}$ records toward larger values (Fig. 8c); the latter could also be related to freshwater inflow. The interruption within sapropel S1 in the north Aegean (~8.4–7.9 ka; Kotthoff et al. 2008) displays a peak in freshwater input together with decrease in stratification and

Fig. 8 Northeastern Aegean and southern Black Sea coast comparison (Sofular Cave). **a** $U_{37}^{K'}$ SST values for core M-4G. **b, c** M-4G $\delta^{13}C_{G. \text{bulloides}}$ and $\delta^{18}O_{G. \text{bulloides}}$ patterns. **d, e** Sofular Cave $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ patterns (black raw data, red 19-point running average). Yellow arrows Increase in effective moisture along the southern Black Sea coast at ~7.5 ka, accompanied by reduced salinity and increase of labile organic matter in the NE Aegean (see Figs. 4, 7). Shaded areas Periods of deposition of S1a and S1b layers



relevant deep water formation under the influence of cold and dry polar/continental air masses from higher latitudes (Triantaphyllou 2014).

OC values in the S1i are low, similarly to those recorded at the base and top of the S1 layers in core M-4G (Fig. 3c). The interruption interval is earmarked by a peak of *U. mediterranea* and decreasing patterns of benthic foraminifera species tolerant to oxygen depletion (Fig. 4). The accompanying decline in marine organic markers (Fig. 7) and the LO index (Fig. 5) indicates lower preservation due to higher bottom oxygen levels. Furthermore, the increases of the deep dwellers *G. inflata*, Neoglobobulimina and *G. bulloides* linked to relatively cold temperatures and food supply (Fig. 6) suggest high primary production and stronger mixing of the water column at least during the winter season (e.g.,

Pujol and Vergnaud Grazzini 1995; Casford et al. 2002; Schiebel et al. 2004; Rigual-Hernández et al. 2012).

7.7–6.4 ka (S1b sapropelic layer)

The foraminiferal records, particularly the impressively reduced deep infaunal species (Fig. 4), imply rather oxic conditions at the M-4G core site during the S1b interval when compared to other Aegean sites (e.g., Aksu et al. 2002; Geraga et al. 2005, 2010; Kuhnt et al. 2007; Abu-Zied et al. 2008; Triantaphyllou et al. 2009a; Schmiedl et al. 2010). In particular, the relatively high BFN values after 7.0 ka (Fig. 5), combined with the lower LO index and OC content (Figs. 3, 5), rise of the benthic species *U. mediterranea* and *H. balthica*, absence of *G. affinis*, moderate abundance of

C. mediterraneis (exceeding 20% only at ~6.7 ka; Fig. 4), increased contribution of *G. bulloides* and Neoglobobulidids (Fig. 6), and prominent shift of the $\delta^{13}\text{C}_{G. bulloides}$ record to less negative values at 7.0 ka (Fig. 8b) all suggest eutrophic conditions, higher oxygen levels, and labile food sources. More oxic bottom waters are also well expressed in the distribution of PC1 and PC2 components (Fig. 5); interestingly, PC2 is well correlated with the downcore variation of the eutrophic planktonic species abundance (Fig. 6), pointing to surface water productivity.

S1b is characterized by slightly lower, albeit strongly fluctuating SSTs compared to S1a (prominent minimum at 7.4 ka; Fig. 8a), together with a series of concomitant positive shifts in the $\delta^{18}\text{O}_{G. bulloides}$ record (Fig. 8c). *U. mediterranea* increases at 7.4, 7.0, 6.8, and ~6.5 ka (Fig. 4) are associated with conspicuous SST minima (Fig. 8a), imprinting repeated cold outbursts in the north Aegean during the late HCO. *U. mediterranea* is commonly adapted to moderate or high fluxes of labile OM in combination with well-ventilated bottom waters, and has proven to increase in the final stage or subsequently after cold events (e.g., Schmiedl et al. 2000; Kuhnt et al. 2007). Apparently, there is a straightforward correlation of the rapid coolings in S1b with associated occurrence of dense water formation events (e.g., Schmiedl et al. 2010), which are notably amplified in the M-4G high-resolution record due to the shallow depositional depth.

Inferred freshwater sources

The increased contribution of Ter-alkanols during S1a in the M-4G sediment record (Fig. 7) points to enhanced riverine inputs and/or intense rainfalls (Kotthoff et al. 2008), in accordance with the slightly smaller $\delta^{18}\text{O}_{G. bulloides}$ values recorded in the same interval (Fig. 8c). Inflow of low-salinity surface waters in the north Aegean during S1a is supported by the findings of Triantaphyllou (2014), who reported evidence of a strongly stratified water column at a neighboring core site (core SL-152, Athos Basin).

Ter-alkanols are considerably lower within S1b (Fig. 7), suggesting weaker supply of terrigenous input related either with slower sedimentation rate or with increase in distance from the surrounding river mouths due to the rise in north Aegean sea level from –40 m at 10.0 ka to –5 m at 6.0 ka (Pavlopoulos et al. 2012, 2013), and/or lower preservation as a result of more oxic bottom conditions. In addition, there is a marked shift of the *n*-alkanols CPI to higher values from S1a to S1b (8.66 ± 0.41 for S1a, and 9.74 ± 0.98 for S1b; Fig. 7). The CPI of long chain *n*-alkanols (typically >4) has been used as an indicator of terrestrial OM degradation (e.g., Collister et al. 1994; Ohkouchi et al. 1997). High CPI values have been found in north Aegean sediments for the last 2.0 thousand years (average 7.0; Gogou et al., unpublished data), and the Black Sea (>9.5 in modern sinking particulate matter; Parinos

and Gogou, unpublished data). Indeed, present-day BSW transfers important loadings of dissolved and particulate organic carbon to the north Aegean Sea (Frangoulis et al. 2010; Meador et al. 2010; Lagaria et al. 2013). Thus, a shift to higher CPI values indicates the delivery of fresher (less degraded) terrestrial OM in the south Limnos Basin after ~7.7 ka and through to the end of S1b.

Interestingly, OC contents display slight increases (Fig. 3c) and all algal biomarkers exhibit positive shifts between 7.5 and 6.6 ka (Fig. 7), pinpointing an enhanced in situ productivity and preservation of labile marine OM. This fits well with concomitant increases of the labile OM-feeding benthic foraminifer *U. mediterranea* (e.g., Schmiedl et al. 2000; Kuhnt et al. 2007), the occasionally labile OM-feeding *C. mediterraneis* (e.g., Fontanier et al. 2002, 2005; Kuhnt et al. 2007), and the eutrophic planktonic species *G. bulloides* (e.g., Rohling et al. 1997).

Consequently, the higher contributions of labile marine OM along with fresher terrestrial OM inputs after ~7.7 ka imply sources alternative/ additional to the north Aegean borderland riverine sources for the influx of organic matter in the south Limnos Basin. The more efficient vertical convection caused by repeated dense water formation events at a centennial scale, with major cooling at 7.4 ka followed by cold spells at 7.0, 6.8, and 6.5 ka (see above), offered an additional forcing for the subsequent increase of in situ primary production.

The robust chronological framework built for the M-4G sediment record can be correlated with climate signals from the highly resolved Sofular Cave speleothem along the southern Black Sea coast (Fleitmann et al. 2009; Goktürk et al. 2011). Both $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ Sofular Cave curves comprise distinct peaks of more negative values and subsequent wetter conditions centered at ~7.5 ka (Fig. 8d, e). Bearing in mind that a significant outflow of Black Sea water into the Sea of Marmara started at ~9.0 ka due to an increase in regional precipitation (e.g., Sperling et al. 2003; Vidal et al. 2010), it is reasonable that the highly productive Marmara Sea/Black Sea waters contributed to the labile OM influx at the M-4G core site. Obviously, the well-documented precipitation/ effective moisture increase in the southern Black Sea affected the Marmara/BSW inflow in the NE Aegean, plausibly causing the *n*-alkanols CPI shift to higher values during S1b formation (Fig. 7), and increases in the abundance of labile OM-feeding benthic foraminifers and eutrophic planktonic species (Figs. 4, 6) after 7.7 ka at the M-4G core site.

Conclusions

In the shallow south Limnos Basin of the NE Aegean Sea, the early stage of the Holocene Climatic Optimum is marked by the deposition of the S1a sapropelic interval. Particularly in its

lower part dated ~10.2 to 9.0 ka, the S1a layer is characterized by dysoxic to oxic bottom waters, as revealed by the predominance of benthic foraminiferal species tolerant to oxygen depletion (*C. mediterraneensis*, *G. affinis*, *B. striata*, *B. marginata*) together with the oxic mesotrophic-eutrophic dweller *U. mediterranea*. Preservation of OM is evidenced by the high OC as well as loliolide and isololiolide contents, while enhanced marine algal productivity is clearly seen in the biomarker record and the abundances of eutrophic planktonic foraminifera. The surface waters feature somewhat lower SSTs (average 18.9 °C) compared to the upper part of S1a (9.0–8.0 ka; average 19.8 °C). The increase in Ter-alkanols during the same interval is associated with frequent pulses of terrigenous OM; accordingly, the $\delta^{18}\text{O}_{G. \text{bulloides}}$ record exhibits a shift to smaller values, suggesting salinity decrease that can be attributed to riverine input from the north Aegean borderland. Cooling is indicated by both alkenone-based SSTs and $\delta\text{O}^{18}_{G. \text{bulloides}}$ records at 8.2 ka and during the S1 interruption at ~7.8 ka.

Within the late stage of the HCO, the sapropelic layer S1b (7.7–6.4 ka) is characterized by rather oxic conditions; the contribution of foraminiferal species tolerant to oxygen depletion is very low, in contrast to the abundance of the benthic foraminifer *U. mediterranea* common in oxic mesotrophic-eutrophic environments. Strongly fluctuating alkenone-based SSTs denote paleoclimatic instability and associated occurrence of dense water formation events on a centennial scale, with major cooling at 7.4 ka, followed by cold spells at 7.0, 6.8, and 6.5 ka. Weaker terrigenous influx is reflected in the considerably lower Ter-alkanols values; however, the prominent rise of the CPI index indicates the delivery of less degraded terrestrial OM. The increase of algal biomarkers, labile OM-feeding foraminifera (*C. mediterraneensis*, *U. mediterranea*) and eutrophic planktonic species pinpoints a rise in marine productivity, which is reinforced by more efficient vertical convection due to repeated dense water formation events. Higher contributions of labile marine OM along with less degraded terrestrial OM inputs after ~7.7 ka imply sources alternative/additional to the north Aegean borderland riverine sources in the south Limnos Basin, plausibly related to the inflow of highly productive Marmara/Black Sea waters.

Acknowledgements This work was financially supported by the EU Marine ERA/MedEcos and EU/FP7 Perseus projects. We acknowledge constructive assessments by E. Malinverno and the journal editors.

Conflict of interest The authors declare that there is no conflict of interest with third parties.

References

Abu-Zied RH, Rohling EJ, Jorissen FJ, Fontanier C, Casford JSL, Cooke S (2008) Benthic foraminiferal response to changes in bottom-water

- oxygenation and organic carbon flux in the eastern Mediterranean during LGM to Recent times. *Mar Micropaleontol* 67:46–68
- Aksu AE, Yaşar D, Mudie PJ, Gillespie H (1995) Late glacial-Holocene paleoclimatic and paleoceanographic evolution of the Aegean Sea: micropaleontological and stable isotopic evidence. *Mar Micropaleontol* 25:1–28
- Aksu AE, Abrajano T, Mudie PJ, Yaşar D (1999) Organic geochemical and palynological evidence for terrigenous origin of the organic matter in Aegean Sea sapropel S1. *Mar Geol* 153:303–318
- Aksu AE, Hiscott RN, Mudie PJ, Rochon A, Kaminski MA, Abrajano T, Yaşar D (2002) Persistent Holocene outflow from the Black Sea to the Eastern Mediterranean contradicts Noah's Flood hypothesis. *GSA Today* 12:4–10
- Alavi SN (1988) Late Holocene deep-sea benthic foraminifera from the Sea of Marmara. *Mar Micropaleontol* 13:213–237
- Alley RB, Mayewski PA, Sowers T, Stuiver M, Taylor KC, Clark PU (1997) Holocene climatic instability: a prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology* 25:483–486
- Alve E (1995) Benthic foraminifera response to estuarine pollution: a review. *J Foram Res* 25:190–203
- Alve E, Murray JW (1999) Marginal marine environments of the Skagerrak and Kattegat: a baseline study of living (stained) benthic foraminiferal ecology. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 146: 171–193
- Bahr A, Arz HW, Lamy F, Wefer G (2006) Late glacial to Holocene paleoenvironmental evolution of the Black Sea, reconstructed with stable oxygen isotope records obtained on ostracod shells. *Earth Planet Sci Lett* 241:863–875
- Bernard JM, Sen Gupta BK (1999) Foraminifera of oxygen-depleted environments. In: Sen Gupta BK (ed) *Modern Foraminifera*. Kluwer, Dordrecht, pp 201–216
- Casford JSL, Rohling EJ, Abu-Zied R, Cooke S, Fontanier C, Leng M, Lykousis V (2002) Circulation changes and nutrient concentrations in the late Quaternary Aegean Sea: a nonsteady state concept for sapropel formation. *Paleoceanography* 17:1024–1034
- Casford JSL, Rohling EJ, Abu-Zied RH, Fontanier C, Jorissen FJ, Leng MJ, Schmiedl G, Thomson J (2003) A dynamic concept for eastern Mediterranean circulation and oxygenation during sapropel formation. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 190:103–119
- Casford JSL, Abu-Zied R, Rohling EJ, Cooke S, Fontanier C, Leng M, Millard A, Thomson J (2007) A stratigraphically controlled multiproxy chronostratigraphy for the eastern Mediterranean. *Paleoceanography* 22(4), PA4215. doi:10.1029/2007PA001422
- Collister JW, Rieley G, Stern B, Eglinton G, Fry B (1994) Compound-specific $\delta^{13}\text{C}$ analyses of leaf lipids from plants with differing carbon dioxide metabolisms. *Org Geochem* 21:619–627
- De Lange GJ, Thomson J, Reitz A, Slomp CP, Principato MS, Erba E, Corselli C (2008) Synchronous basin-wide formation and redox-controlled preservation of a Mediterranean sapropel. *Nature Geosci* 1:606–610
- Duchemin G, Fontanier C, Jorissen FJ, Barras C, Griveaud C (2007) Living small-sized (63–150 mm) foraminifera from mid-shelf to mid-slope environments in the Bay of Biscay. *J Foram Res* 37:12–32
- Ellis BF, Messina A (1940 to present) *Catalogue of Foraminifera*. Special publication, The American Museum of Natural History, New York
- Facorellis Y, Maniatis Y, Kromer B (1998) Apparent ^{14}C ages of marine mollusk shells from a Greek island: calculation of the marine reservoir effect in the Aegean Sea. *Radiocarbon* 40:963–973
- Fleitmann D, Cheng H, Badertscher S, Edwards RL, Mudelsee M, Gökçürk OM, Fankhauser A, Pickering R, Raible CC, Matter A, Kramers J, Tuysuz O (2009) Timing and climatic impact of Greenland interstadials recorded in stalagmites from northern Turkey. *Geophys Res Lett* 36, L19707. doi:10.1029/2009GL040050
- Fontanier C, Jorissen FJ, Licari L, Alexandre P, Anschutz P, Carbonel P (2002) Live benthic foraminiferal faunas from the Bay of Biscay:

- faunal density, composition, and microhabitats. *Deep-Sea Res I* 49: 751–785
- Fontanier C, Jorissen FJ, Chaillou G, Anschutz P, Grémare A, Griveaud C (2005) Live foraminiferal faunas from a 2800 m deep lower canyon station from the Bay of Biscay: faunal response to focusing of refractory organic matter. *Deep-Sea Res I* 52:1189–1227
- Fontanier C, Jorissen FJ, Geslin E, Zaragosi S, Duchemin G, Laversin M, Gaultier M (2008a) Live and dead foraminiferal faunas from the Saint-Tropez Canyon (Bay of Fréjus): observations based on in situ and incubated cores. *J Foram Res* 38:137–156
- Fontanier C, Jorissen FJ, Lansard B, Mouret A, Buscail R, Schmidt S, Kerhervé P, Buron F, Zaragosi S, Hunault G, Emoult E, Artero C, Anschutz P, Rabouille C (2008b) Live (stained) foraminiferal faunas from open slope environments separating submarine canyons in the Gulf of Lions (NW Mediterranean): diversity, density and microhabitats. *Deep-Sea Res I* 55:1532–1553
- Fontanier C, Koho KA, Goñi-Urriza MS, Deflandre B, Galaup S, Ivanovsky A, Gayet N, Dennielou B, Grémare A, Bichon S, Gassie C, Anschutz P, Duran R, Reichart GJ (2014) Benthic foraminifera from the deep-water Niger delta (Gulf of Guinea): assessing present-day and past activity of hydrate pockmarks. *Deep-Sea Res I* 94:87–106
- Frangoulis C, Psarra S, Zervakis V, Meador T, Mara P, Gogou A, Zervoudaki S, Giannakourou A, Pitta P, Lagaria A, Krasakopoulou E, Sioukou-Frangou I (2010) Connecting export fluxes to plankton food-web efficiency in the Black Sea waters inflowing into the Mediterranean Sea. *J Plankt Res* 32:1203–1216
- Geraga M, Tsaila-Monopolis S, Ioakim C, Papatheodorou G, Ferentinos G (2000) An evaluation of paleoenvironmental changes during the last 18000 yr BP in the Myrtoon Basin, S.W. Aegean Sea. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 156:1–17
- Geraga M, Tsaila-Monopolis S, Ioakim C, Papatheodorou G, Ferentinos G (2005) Short-term climate changes in the southern Aegean Sea over the last 48,000 years. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 220:311–332
- 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. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 287:101–115
- Gogou A, Bouloubassi I, Lykousis V, Arnaboldi M, Gaitani P, Meyers PA (2007) Organic geochemical evidence of abrupt late glacial-Holocene climate changes in the North Aegean Sea. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 256:1–20
- Goktürk OM, Fleitmann D, Badertscher S, Cheng H, Edwards RL, Leuenberger M, Fankhauser A, Tüysüz O, Kramers J (2011) Climate on the southern Black Sea coast during the Holocene: implications from the Sofular Cave record. *Quat Sci Rev* 30:2433–2445
- Grimm R, Maier-Reimer E, Mikolajewicz U, Schmiedl G, Müller-Navarra K, Adloff F, Grant KM, Ziegler M, Lourens LJ, Emeis K-C (2015) Late glacial initiation of Holocene eastern Mediterranean sapropel formation. *Nature Commun* 6:7099. doi:10.1038/ncomms8099
- Hiscott RN, Aksu AE, Mudie PJ, Marret F, Abrajano T, Kaminski MA, Evans J, Çakiroglu AI, Yasar D (2007) A gradual drowning of the southwestern Black Sea shelf: evidence for a progressive rather than abrupt Holocene reconnection with the eastern Mediterranean Sea through the Marmara Sea Gateway. *Quat Int* 167–168:19–34
- Jorissen FJ, Barmawidjaja DM, Puskaric S, Van der Zwaan GJ (1992) Vertical distribution of benthic Foraminifera in the Northern Adriatic Sea. The relation with high organic flux. *Mar Micropaleontol* 19: 131–146
- Jorissen FJ, De Stigter HC, Widmark JGV (1995) A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. *Mar Micropaleontol* 26:3–15
- Kallel N, Paterne M, Duplessy JC, Vergnaud-Grazzini C, Pujol C, Labeyrie LD, Arnold M, Fontugne M, Pierre C (1997) Enhanced rainfall in the Mediterranean region during the last sapropel event. *Oceanol Acta* 20:697–712
- Katsouras G, Gogou A, Bouloubassi I, Emeis KC, Triantaphyllou M, Roussakis G, Lykousis V (2010) Organic carbon distribution and isotopic composition in three records from the eastern Mediterranean Sea during the Holocene. *Org Geochem* 41:935–939
- Kotthoff U, Pross J, Muller UC, Peyron O, Schmiedl G, Schulz H, Bordon A (2008) Climate dynamics in the borderlands of the Aegean Sea during formation of sapropel S1 deduced from a marine pollen record. *Quat Sci Rev* 27:832–845
- Kouli K, Gogou A, Bouloubassi I, Triantaphyllou MV, Ioakim C, Katsouras G, Roussakis G, Lykousis V (2012) Late postglacial paleoenvironmental change in the northeastern Mediterranean region: combined palynological and molecular biomarker evidence. *Quat Int* 261:118–127
- Kuhnt T, Schmiedl G, Ehrmann W, Hamann Y, Hemleben C (2007) Deep-sea ecosystem variability of the Aegean Sea during the past 22 kyr as revealed by benthic foraminifera. *Mar Micropaleontol* 64: 141–162
- Kuhnt T, Schmiedl G, Ehrmann W, Hamann Y, Andersen N (2008) Stable isotopic composition of Holocene benthic foraminifera from the Eastern Mediterranean Sea: past changes in productivity and deep water oxygenation. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 268: 106–115
- Lagaria A, Psarra S, Gogou A, Tuğrul S, Christaki U (2013) Particulate and dissolved primary production along a pronounced hydrographic and trophic gradient (Turkish Straits System-NE Aegean Sea). *J Mar Syst* 119–120:1–10
- Lascaratos A (1992) Hydrology of the Aegean sea. In: Charnock H (ed) *Winds and currents of the Mediterranean Basin*. NATO Advanced Science Institute. Atmospheric and Oceanic Circulation in the Mediterranean Basin, vol 40. Harvard University, pp 313–334
- Loeblich AR, Tappan H (1987) Foraminiferal genera and their classification. Van Nostrand Reinhold, New York
- Loeblich AR, Tappan H (1994) Foraminifera of the Sahul Shelf and Timor Sea. Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Washington, spec publ 31
- Lykousis V, Chronis G, Tselepidis A, Price NB, Theocharis A, Sioukou-Fragou I, van Wambeke F, Danovaro R, Stavrakakis S, Duineveld G, Georgopoulos D, Ignatiades L, Souvermezoglou A, Voutsinou-Taliadouri F (2002) Major outputs of the recent multidisciplinary biogeochemical researches undertaken in the Aegean Sea. *J Mar Syst* 33–34:313–334
- Magurran AE (1988) Ecological diversity and its measurement. Princeton University Press, Princeton, NJ
- Major CO, Goldstein SL, Ryan WBF, Lericolais G, Piotrowski AM, Hajdas I (2006) The co-evolution of Black Sea level and composition through the last deglaciation and its paleoclimatic significance. *Quat Sci Rev* 25:2031–2047
- Marino G, Rohling EJ, Sangiorgi F, Hayes A, Casford JL, Lotter AF, Kucera M, Brinkhuis H (2009) Early and middle Holocene in the Aegean Sea: interplay between high and low latitude climate variability. *Quat Sci Rev* 28:3246–3262
- Marlowe IT, Brassell SC, Eglinton G, Green JC (1984) Long chain unsaturated ketones and esters in living algae and marine sediments. *Org Geochem* 6:135–141
- Meador TB, Gogou A, Spyres G, Herndl GJ, Krasakopoulou E, Psarra S, Yokokawa T, De Corte D, Zervakis V, Repeta DJ (2010) Biogeochemical relationships between ultrafiltered dissolved organic matter and picoplankton activity in the Eastern Mediterranean Sea. *Deep-Sea Res II* 57:1460–1477
- Menzel D, van Bergen PF, Schouten S, Sinninghe Damsté JS (2003) Reconstruction of changes in export productivity during Pliocene

- sapropel deposition: a biomarker approach. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 190:273–287
- Mercone D, Thomson J, Croudace IW, Siani G, Paterne M, Troelstra S (2000) Duration of S1, the most recent sapropel in the eastern Mediterranean Sea, as indicated by AMS radiocarbon and geochemical evidence. *Paleoceanography* 15:336–347
- Mercone D, Thomson J, Abu-Zied RH, Croudace IW, Rohling EJ (2001) High resolution geochemical and micropaleontological profiling of the most recent eastern Mediterranean sapropel. *Mar Geol* 177:25–44
- Mertens KN, Bradley LR, Takano Y, Mudie PJ, Marret F, Aksu AE, Hiscott RN, Verleye TJ, Mousing EA, Smyrnova LL, Bagheri S, Mansor M, Pospelova V, Matsuoka K (2012) Quantitative estimation of Holocene surface salinity variation in the Black Sea using dinoflagellate cyst process length. *Quat Sci Rev* 39:45–59
- Meyers PA, Arnaboldi M (2008) Paleoceanographic implications of nitrogen and organic carbon isotopic excursions in mid-Pleistocene sapropels from the Tyrrhenian and Levantine Basins, Mediterranean Sea. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 266:112–118
- Mojtahid M, Jorissen FJ, Garcia J, Schiebel R, Michel E, Eynaud F, Gillet H, Cremer M, Diz Ferreiro P, Siccha M, Howa H (2013) High resolution Holocene record in the southeastern Bay of Biscay: global versus regional climate signals. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 377:28–44
- Müller PJ, Kirst G, Ruhland G, von Storch I, Rosell-Melé A (1998) Calibration of the alkenone paleotemperature index U_{37}^{K} based on core-tops from the eastern South Atlantic and the global ocean (60°N–60°S). *Geochim Cosmochim Acta* 62:1757–1772
- Myers PG, Rohling EJ (2000) Modeling a 200 yr interruption of the Holocene Sapropel S1. *Quat Res* 53:98–104
- Ohkouchi N, Kawamura K, Kawahata H, Taira A (1997) Latitudinal distributions of terrestrial biomarkers in the sediments from the Central Pacific. *Geochim Cosmochim Acta* 61:1911–1918
- Pavlopoulos K, Kapsimalis V, Theodorakopoulou K, Panagiotopoulos IP (2012) Vertical displacement trends in the Aegean coastal zone (NE Mediterranean) during the Holocene assessed by geo-archaeological data. *The Holocene* 22:717–728
- Pavlopoulos K, Fouache E, Sidiropoulou M, Triantaphyllou M, Vouvalidis K, Syrides G, Gonnet A, Greco E (2013) Palaeoenvironmental evolution and sea-level changes in the coastal area of NE Lemnos Island (Greece) during the Holocene. *Quat Int* 308–309:80–88
- Pujol C, Vergnaud Grazzini C (1995) Distribution of live planktic foraminifers as related to regional hydrography and productive systems of the Mediterranean Sea. *Mar Micropaleontol* 25:187–217
- Reimer PJ, Bard E, Bayliss A, Beck JW, Blackwell PG, Bronk Ramsey C, Buck CE, Cheng H, Edwards RL, Friedrich M, Grootes PM, Guilderson TP, Hafliadason H, Hajdas I, Hatté C, Heaton TJ, Hogg AG, Hughen KA, Kaiser KF, Kromer B, Manning SJ, Niu M, Reimer RW, Richards DA, Scott EM, Southon JR, Turney CSM, van der Plicht J (2013) IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0–50000 years cal BP. *Radiocarbon* 55:1869–1887
- Repeta DJ (1989) Carotenoid diagenesis in recent marine sediments. II. Degradation of fucoxanthin to loliolide. *Geochim Cosmochim Acta* 53:699–707
- Retailleau S, Eynaud F, Mary Y, Abdallah V, Schiebel R, Howa H (2012) Canyon heads and river plumes: how might they influence neritic planktonic foraminifera communities in the Bay of Biscay? *J Foramin Res* 42:257–269
- Rigual-Hernández AS, Sierro FJ, Bárcena MA, Flores JA, Heussner S (2012) Seasonal and interannual changes of planktic foraminiferal fluxes in the Gulf of Lions (NW Mediterranean) and their implications for paleoceanographic studies: two 12-year sediment trap records. *Deep-Sea Res I* 66:26–40
- Rohling EJ, Pälike H (2005) Centennial-scale climate cooling with a sudden event around 8,200 years ago. *Nature* 434:975–979
- Rohling EJ, Jorissen FJ, Vergnaud-Grazzini C, Zachariasse WJ (1993) Northern Levantine and Adriatic Quaternary planktic foraminifera; reconstruction of paleoenvironmental gradients. *Mar Micropaleontol* 21:191–218
- Rohling EJ, Jorissen FJ, De Stigter HC (1997) 200 year interruption of Holocene sapropel formation in the Adriatic Sea. *J Micropaleontol* 16:97–108
- Rohling EJ, Cane TR, Cooke S, Sprovieri M, Bouloubassi I, Emeis KC, Schiebel R, Kroon D, Jorissen FJ, Lorre A, Kemp AES (2002a) African monsoon variability during the previous interglacial maximum. *Earth Planet Sci Lett* 202:61–75
- Rohling EJ, Mayewski PA, Abu-Zied RH, Casford JSL, Hayes A (2002b) Holocene atmosphere–ocean interactions: records from Greenland and the Aegean Sea. *Clim Dyn* 18:587–593
- Rohling EJ, Marino G, Grant KM (2015) Mediterranean climate and oceanography, and the periodic development of anoxic events (sapropels). *Earth Sci Rev* 143:62–97
- Rosenthal Y, Morley A, Barras C, Katz ME, Jorissen F, Reichert GJ, Linsley BK (2011) Temperature calibration of Mg/Ca ratios in the intermediate water benthic foraminifer *Hyalinea balthica*. *Geochim Geophys Geosyst* 12, Q04003. doi:10.1029/2010GC003333
- Rosignol-Strick M, Nesteroff W, Olive P, Vergnaud-Grazzini C (1982) After the deluge: Mediterranean stagnation and sapropel formation. *Nature* 295:105–110
- Roussakis G, Karageorgis AP, Conispoliatis N, Lykousis V (2004) Last glacial–Holocene sediment sequences in N. Aegean basins: structure, accumulation rates and clay mineral distribution. *Geo-Mar Lett* 24:97–111
- Ryan WBF, Major CO, Lericolais G, Goldstein SL (2003) Catastrophic flooding of the Black Sea. *Annu Rev Earth Planet Sci* 31:525–554
- Schiebel R, Waniek J, Bork M, Hemleben C (2001) Planktic foraminiferal production stimulated by chlorophyll redistribution and entrainment of nutrients. *Deep-Sea Res I* 48:721–740
- Schiebel R, Zeltner A, Treppke UF, Waniek JJ, Bollmann J, Rixen T, Hemleben C (2004) Distribution of diatoms, coccolithophores and planktic foraminifers along a trophic gradient during SW monsoon in the Arabian Sea. *Mar Micropaleontol* 51:345–371
- Schmiedl G, de Bovée F, Buscail R, Charrière B, Hemleben C, Medernach L, Picon P (2000) Trophic control of benthic foraminiferal abundance and microhabitat in the bathyal Gulf of Lions, western Mediterranean Sea. *Mar Micropaleontol* 40:167–188
- Schmiedl G, Kuhnt T, Ehrmann W, Emeis KC, Hamann Y, Kotthoff U, Dulski P, Pross J (2010) Climatic forcing of eastern Mediterranean deep-water formation and benthic ecosystems during the past 22,000 years. *Quat Sci Rev* 29:3006–3020
- Sen Gupta BK, Machain-Castillo ML (1993) Benthic foraminifera on oxygen-poor habitats. *Mar Micropaleontol* 20:183–201
- Soulet G, Ménota G, Lericolais G, Bard E (2011) A revised calendar age for the last reconnection of the Black Sea to the global ocean. *Quat Sci Rev* 30:1019–1026
- Sperling M, Schmiedl G, Hemleben C, Emeis KC, Erlenkeuser H, Grootes PM (2003) Black Sea impact on the formation of eastern Mediterranean sapropel S1? Evidence from the Marmara Sea. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 190:9–21
- Stuiver M, Reimer PJ (1993) Extended C-14 data-base and revised Calib 3.0 C-14 age calibration program. *Radiocarbon* 35:215–230
- Tachikawa K, Vidal L, Cornuault M, Garcia M, Pothin A, Sonzogni C, Bard E, Menot G, Revel M (2015) Eastern Mediterranean Sea circulation inferred from the conditions of S1 sapropel deposition. *Clim Past* 11:855–867
- Tao S, Xing L, Luo X, Wei H, Liu Y, Zhao M (2012) Alkenone distribution in surface sediments of the southern Yellow Sea and implications for the U_{37}^{K} thermometer. *Geo-Mar Lett* 32:61–71

- Theocharis A, Georgopoulos D (1993) Dense water formation over the Samothraki and Limnos Plateaux in the North Aegean Sea (Eastern Mediterranean Sea). *Cont Shelf Res* 13:919–939
- Theocharis A, Krokos G, Velaoras D, Korres G (2014) An internal mechanism driving the alternation of the Eastern Mediterranean Dense/Deep Water Sources. In: Borzelli GLE, Gačić M, Lionello P, Malanotte-Rizzoli P (eds) *The Mediterranean Sea: temporal variability and spatial patterns*. *Geophys Monogr* 202:113–137
- Triantaphyllou MV (2014) Coccolithophore assemblages during the Holocene Climatic Optimum in the NE Mediterranean (Aegean and northern Levantine Seas, Greece): paleoceanographic and paleoclimatic implications. *Quat Int* 345:56–67
- Triantaphyllou MV, Ziveri P, Gogou A, Marino G, Lykousis V, Bouloubassi I, Emeis KC, Kouli K, Dimiza M, Rosell-Mele A, Papanikolaou M, Katsouras G, Nunez N (2009a) Late Glacial–Holocene climate variability at the south-eastern margin of the Aegean Sea. *Mar Geol* 266:182–197
- Triantaphyllou MV, Antonarakou A, Kouli K, Dimiza M, Kontakiotis G, Papanikolaou M, Ziveri P, Mortyn G, Lianou V, Lykousis V, Dermitzakis MD (2009b) Late Glacial–Holocene ecostratigraphy of the south-eastern Aegean Sea, based on plankton and pollen assemblages. *Geo-Mar Lett* 29:249–267
- Triantaphyllou MV, Gogou A, Bouloubassi I, Dimiza M, Kouli K, Roussakis G, Kotthoff U, Emeis KC, Papanikolaou M, Athanasiou M, Parinos K, Ioakim C, Lykousis V (2014) Evidence for a warm and humid Mid-Holocene episode in the Aegean and northern Levantine Seas (Greece, NE Mediterranean). *Reg Environ Change* 14:1697–1712
- Velaoras D, Lascaratos A (2005) Deep water mass characteristics and interannual variability in the North and Central Aegean Sea. *J Mar Syst* 53:59–85
- Velaoras D, Kassis D, Perivoliotis L, Pagonis P, Hondronasios A, Nittis K (2013) Temperature and salinity variability in the Greek Seas based on POSEIDON stations time series: preliminary results. *Med Mar Sci* 14:5–18
- Velaoras D, Krokos G, Nittis K, Theocharis A (2014) Dense intermediate water outflow from the Cretan Sea: a salinity driven, recurrent phenomenon, connected to thermohaline circulation changes. *J Geophys Res Oceans* 119(8):4797–4820
- Vidal L, Ménot G, Joly C, Bruneton H, Rostek F, Çağatay MN, Major C, Bard E (2010) Hydrology in the Sea of Marmara during the last 23 ka: implications for timing of Black Sea connections and sapropel deposition. *Paleoceanography* 25, PA1205. doi:[10.1029/2009PA001735](https://doi.org/10.1029/2009PA001735)
- Volkman JK (1986) A review of sterol markers for marine and terrigenous organic matter. *Org Geochem* 9:83–99
- Zachariasse WJ, Jorissen FJ, Perissoratis C, Rohling EJ, Tsapralis V (1997) Late Quaternary foraminiferal changes and the nature of sapropel S1 in Skopelos Basin. *Proc 5th Hell Symp Oceanogr Fish* 1:391–394
- Zervakis V, Georgopoulos D, Drakopoulos PG (2000) The role of the North Aegean in triggering the recent Eastern Mediterranean climatic changes. *J Geophys Res* 105:26103–26116
- Zervakis V, Georgopoulos D, Karageorgis AP, Theocharis A (2004) On the response of the Aegean Sea to climatic variability: a review. *Int J Climatol* 24:1845–1858
- Zodiatis G (1994) Advection of the Black Sea Water in the North Aegean Sea. *Glob Atmosph Ocean Syst* 2:41–60