



ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

Λούβαρη Μαρκέλλα Ασημίνα
Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία

ΔΙΑΚΥΜΑΝΣΕΙΣ ΤΗΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΑΣ ΣΕ ΥΦΑΛΟΚΡΗΠΙΔΙΚΑ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΑ ΤΟΥ ΒΔ-ΚΕΝΤΡΙΚΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ ΤΑ ΤΕΛΕΥΤΑΙΑ 20.000 ΧΡΟΝΙΑ



ΑΘΗΝΑ 2015



ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

Λούβαρη Μαρκέλλα Ασημίνα
Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία
Α.Μ. 21201

**ΔΙΑΚΥΜΑΝΣΕΙΣ ΤΗΣ ΣΤΑΘΜΗΣ
ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΑΣ
ΣΕ ΥΦΑΛΟΚΡΗΠΙΔΙΚΑ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΑ
ΤΟΥ ΒΔ-ΚΕΝΤΡΙΚΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ
ΤΑ ΤΕΛΕΥΤΑΙΑ 20.000 ΧΡΟΝΙΑ**

Τριμελής Εξεταστική Επιτροπή

Αναπληρώτρια Καθηγήτρια: **Ντρίνια Χαρίκλεια**, Επιβλέπουσα

Καθηγητής: **Αναστασάκης Γεώργιος**, μέλος Εξεταστικής Επιτροπής

Αναπληρώτρια Καθηγήτρια: **Αντωναράκου Ασημίνα**, μέλος Εξεταστικής Επιτροπής

ΑΘΗΝΑ 2015

Περίληψη

Στο πλαίσιο της παρούσας μεταπτυχιακής εργασίας, μελετήθηκε το Άνω Πλειστοκαινικό έως Ολοκαινικό μικροπαλαιοντολογικό αρχείο των βενθονικών τρηματοφόρων, των πυρήνων ιζήματος ΔΕΗ1 και ΔΕΗ5, που συλλέχθηκαν από την υφαλοκρηπιδική ζώνη του ΒΔ-κεντρικού Αιγαίου και συγκεκριμένα από την περιοχή του Νότιου Ευβοϊκού Κόλπου. Η μελέτη στόχευσε στη διερεύνηση της επίδρασης των διακυμάνσεων της στάθμης της θάλασσας στις ρηχές θαλάσσιες λεκάνες του Ελληνικού Μεσογειακού χώρου, κατά την εποχή μετά το μέγιστο της τελευταίας παγετώδους περιόδου έως σήμερα. Στα ιζήματα των δύο πυρήνων, όπου σύμφωνα με τις χρονολογήσεις καλύπτουν ένα χρονικό διάστημα πάνω από 13540cal. yr BP, έχει καταγραφεί η παλαιωκεανογραφική ιστορία αυτών των περιβαλλόντων, από την εποχή που αποτελούσαν περικλειστές λιμνοθάλασσες, λίγων μόνο μέτρων, όταν η στάθμη της θάλασσας στο Αιγαίο βρισκόταν χαμηλότερα των -60m από τη σημερινή, μέχρι την πλήρη είσοδο της θάλασσας και την ανάπτυξη παρόμοιων με τις σημερινές συνθήκες αβαθών θαλασσίων υδάτων.

Οι λεπτομερείς μικροπαλαιοντολογικές αναλύσεις των δύο πυρήνων κατέληξαν στην αναγνώριση 135 ειδών βενθονικών τρηματοφόρων στον πυρήνα ΔΕΗ1 και 151 στον πυρήνα ΔΕΗ5. Μέσω των στατιστικών μεθόδων που πραγματοποιήθηκαν, διακρίθηκαν έξι συνολικά συναθροί-

σεις βενθονικών τρηματοφόρων, με διακριτά μικροπαλαιοντολογικά χαρακτηριστικά. Η οικολογική ερμηνεία αυτών αλλά και των περιβαλλοντικών δεικτών που υπολογίστηκαν, οδήγησε στον προσδιορισμό των βιοφάσεων στις οποίες αποκρίνονται και που αποκαλύπτουν τη σταδιακή αύξηση του βάθους στην υπό μελέτη περιοχή, από το Ανώτερο Πλειστόκαινο έως σήμερα.

Συγκεκριμένα, διαχωρίστηκαν 3 χρονικά στάδια εξέλιξης του Νότιου Ευβοϊκού Κόλπου:

Στάδιο 1°: Προ-Ολοκαινική Άνοδος της Θαλάσσιας Στάθμης

Σε αυτό το διάστημα ο χώρος του Νότιου Ευβοϊκού Κόλπου αποτελεί υφάλμυρη λιμνοθάλασσα, βάθους λίγων δεκάδων μέτρων (<30m), όπως περιγράφεται από τις βιοφάσεις VI, V και IV του πυρήνα ΔΕΗ5. Η βιοφάση IV (συνάθροιση *Ammonia tepida* group) είναι η αρχαιότερη (>13,21 cal. kyr BP) και καταδεικνύει ένα πολύ περιορισμένο περιβάλλον, μίας περικλειστης λιμνοθάλασσας, βάθους περίπου 10m, στην οποία αναπτύσσεται μία μονοειδική έως ολιγοειδική πανίδα ευρύαλων και καλά ανεκτικών σε συνθήκες περιβαλλοντικής διαταραχής (stress) ειδών. Η βιοφάση V (συνάθροιση *Elphidium roeyanum*-*Ammonia tepida* group), στο τέλος του Πλειστοκαίνου (12,89-13,21 cal. kyr BP), παρουσιάζει την πρώιμη μείωση της έντασης του οικολογικού περιορισμού, μεταφρασμένη στην επαρκή οξυγόνωση και στην αφθονία τροφής, όμως η πανίδα της εποχής παραμένει εξαιρετικά φτωχή. Περί την αρχή του Ολοκαίνου (12,89-9,09 cal. kyr BP), η βιοφάση VI (συνάθροιση *Ammonia tepida* group-*Aubignyna perlucida*), αποκαλύπτει τα πρώτα στάδια «ανοίγματος» του κόλπου και την ανάπτυξη περισσότερων ειδών, αν και υφάλμυρων, στην ανοιχτή και υφάλμυρη λιμνοθάλασσα βάθους <30m, που διαμορφώνεται εκείνο το διάστημα.

Στάδιο 2°: Ολοκαινική Άνοδος της Θαλάσσιας Στάθμης

Στο μέσο Ολόκαινο (8,2 έως 4,86 cal. kyr BP), στην υπό μελέτη περιοχή εξελίσσεται ένας μεσοπαράκτιος έως ρηχός περιπαράκτιος χώρος, βάθους περίπου 60m, στον οποίο μπορούν να διακριθούν δύο βιοφάσεις, οι I και II του πυρήνα ΔΕΗ1. Από τα 8,2 έως 7,31 cal. kyr BP, στη βιοφάση II (συνάθροιση *Bulimina marginata*-*Ammonia beccarii*), διαφαίνεται η αυξημένη συγκέντρωση τροφικών στοιχείων, προερχόμενη από την αύξηση της παραγωγικότητας, αλλά και της ηπειρωτικής παροχής, προκαλώντας ένα ήπιο φαινόμενο ευτροφισμού και μείωση των επιπέδων οξυγόνου. Στην πλούσια πανίδα της εποχής παρατηρείται η ελλιπής ανάπτυξη ειδών-δεικτών καλής οξυγόνωσης. Τις συνθήκες αυτές ακολουθεί η εμφάνιση υφάλμυρων ειδών στη βιοφάση I (συνάθροιση *Haynesina depressula*-*Elphidium granosum*), από τα 7,31 έως τα 4,86 cal. kyr BP. Το γεγονός αυτό αποδόθηκε σε πιθανή προέλαση ποτάμιου δέλτα, μέσα σε προηγούμενα καθαρά θαλάσσιο περιβάλλον, παρόμοια με αυτές που έχουν αναφερθεί στη βιβλιογραφία, από τα 6kyr BP και μετά, σε αρκετές περιοχές στην Εύβοια. Το φαινόμενο αυτό επηρέασε την αλμυρότητα και απέθεσε υφάλμυρα ιζήματα στο ρηχό περιπαράκτιο χώρο που εκτείνονταν τότε στο Νότιο Ευβοϊκό Κόλπο.

Στάδιο 3°: Ολοκαινική Υψηλή Στάθμη της Θαλάσσιας

Στοιχεία για την περίοδο από τα 9,09 έως και μετά τα 1,21 cal. kyr BP, δίνει η βιοφάση III (συνάθροιση *Miliolina*-*Textularia agglutinans* group) του πυρήνα ΔΕΗ5. Κύρια οικολογική συνιστώσα

του περιβάλλοντος, που αποτίθενται τα ιζήματα του πυρήνα εκείνο το διάστημα, είναι η σημαντική δράση θαλάσσιων ρευμάτων, η οποία έχει αναμείξει μεσοπαράκτιες μαζί με περιπαράκτιες αποθέσεις. Πάντως, από το μικροπαλαιοντολογικό περιεχόμενο αυτού του διαστήματος φαίνεται ξεκάθαρα η μετάβαση από τις Κάτω-Ολοκαινικές λιμνοθαλάσσιες συνθήκες στις μεσοπαράκτιες έως ρηχές περιπαράκτιες του Μέσου Ολοκαίνου και η εν συνεχεία εξέλιξη αυτών σε ακόμα βαθύτερες.

Abstract

This thesis concerns the study of the Upper Pleistocene to Holocene micropalaeontological record of benthic foraminifera from two sediment cores (DEH1 and DEH5), collected from the shelf of NW-central Aegean Sea and specifically from the South Evoikos Gulf. The study aims to investigate the effects of sea level fluctuations on shelf environments of the Aegean Sea, during the Last Glacial Maximum to present. South Evoikos Gulf constitutes a shallow tectonic epicontinental basin formed in Miocene in the back-arc area, at the northern prolongation of Cycladic Platform, in central Greece which progressively filled since the Early Quaternary.

The sediments of the two cores, cover approximately the last 13540cal. yr BP. Their study reveals the paleoceanographic evolution of the South Evoikos Gulf, from the time that it constituted an enclosed lagoon, when the sea level was lower than 60m b.p.s.l. to the complete entry of the sea and the installation of marine conditions, similar to the current ones. The detailed micropalaeontological analysis allowed the identification of 135 benthic foraminiferal species in the core DEH1 and 151 in the core DEH5. In addition, the statistical analysis singled out six benthic foraminiferal assemblages, with distinct micropalaeonto-

logical characteristics. Their interpretation, along with the calculation of foraminiferal parameters, defined an equal number of biofacies, which correspond to the gradual increase in water depth, since the Upper Pleistocene.

Specifically, three evolutionary stages were discriminated:

Stage 1: Pre-Holocene Sea Level Rise.

In this stage, South Evoikos Gulf corresponds to a brackish lagoonal environment, described by biofacies IV, V and VI of DEH5 core. The older biofacies IV (>13.21cal. kyr BP), is indicative of a strongly stressed landlocked brackish lagoon, around 10m deep, holding a monospecific to oligospecific fauna of euryhaline and tolerant species. At the end of Pleistocene (12.89 to 13.21cal. kyr BP), Biofacies V, presents the early retreat of the stressed conditions and establishment of good oxygenation and adequacy of food. However, the faunal content remains poor. Towards the onset of the Holocene (12.89 to 9.09cal. kyr BP), biofacies VI, reveals the early “opening” of the gulf and the consequent development of benthic foraminiferal fauna, still brackish, in an open lagoon of <30m water depth,.

Stage 2: Holocene Sea Level Rise.

In the Middle Holocene (8.2 to 4.86cal. kyr BP), the study area has evolved into an infralittoral to shallow circalittoral biotope, with a mean water depth of 60m. Two biofacies can be distinguished, I and II of DEH1 core. From 8.2 to 7.31cal. kyr BP, biofacies II, reflects high organic matter concentration, derived from the increased productivity and continental influx, causing mild eutrophication and moderate oxygenation. Species indicative of well oxygenation, have poorly developed. Subsequently, from 7.31 to 4.86cal. kyr BP, biofacies I, was attributed to a possible deltaic progradation into the preceding marine environment, similar to those reported in the literature in several coastal areas in Evia, from 6kyr BP onwards. This phenomenon influenced the salinity and brackish conditions were installed.

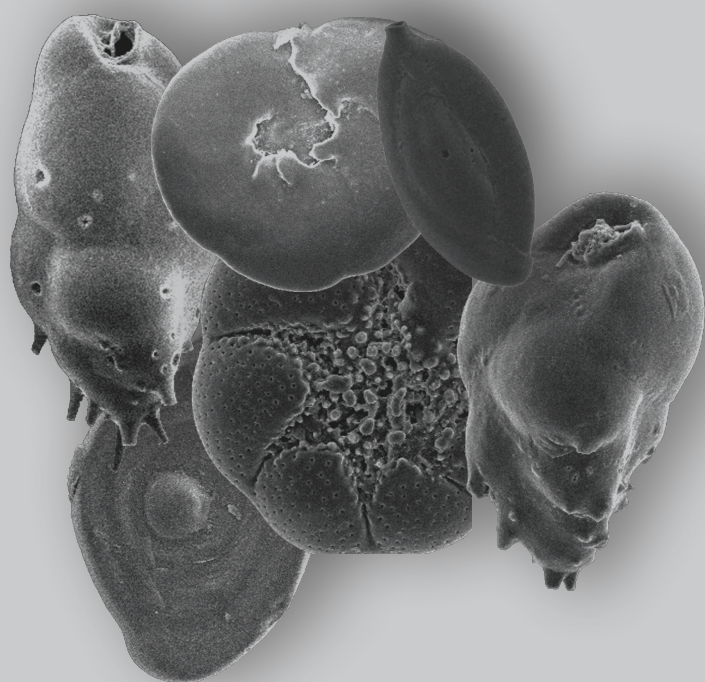
Stage 3: Holocene High-stand.

Palaeoenvironmental clues, for the period from 9.09 to earlier than 1.21cal. kyr BP, extracted from biofacies III of DEH5 core. The main ecological component of the environment, where the deposition of these sediments took place, is the significant influence of marine currents. The currents have mixed together infralittoral and circalittoral benthic foraminiferal assemblages, making difficult the evaluation of a single water depth. However, the micropalaeontological content clearly shows the transition from the Early-Holocene lagoonal conditions to the Late-Holocene shallow circalittoral ones, followed by even more deeper settings.

Περιεχόμενα

Πρόλογος	13
1. Εισαγωγή	17
1.1. Γενικά	19
1.2. Σκοπός της Μελέτης.....	20
1.3. Διακυμάνσεις της Θαλάσσιας Στάθμης κατά τη διάρκεια του Ανωτέρου Πλειστοκαίνου και Ολοκαίνου.....	21
1.4. Τρηματοφόρα	26
1.4.1. Ταξινονικά και Βιολογικά Στοιχεία Τρηματοφόρων	26
1.4.2. Βενθονικά Τρηματοφόρα ως Δείκτες Παλαιοβάθους	28
2. Υλικό και Μεθοδολογία	31
2.1. Περιοχή Μελέτης	33
2.2. Περιγραφή Πυρήνων.....	36
2.3. Μικροπαλαιοντολογική Ανάλυση.....	38

2.3.1. Παρασκευή Μικροπαλαιοντολογικών Δειγμάτων	38
2.3.2. Συστηματική Ταξινόμηση Βενθονικών Τρηματοφόρων	38
2.4. Ποσοτική και Στατιστική Ανάλυση Πανίδας.....	39
2.4.1. Αφθονία, Ποικιλότητα και Επικράτηση Ειδών	39
2.4.2. Πολυπαραγοντική Στατιστική Ανάλυση.....	40
2.5. Απλοποίηση Βάσης Δεδομένων και Ταξινομικές Παρατηρήσεις	41
2.6. Χρονολόγηση Πυρήνων.....	42
3. Αποτελέσματα	43
3.1. Κατακόρυφη Κατανομή Πανίδας	45
3.1.1. Πυρήνας ΔΕΗ 1	45
3.1.2. Πυρήνας ΔΕΗ 5	49
3.2. Συναθροίσεις Βενθονικών Τρηματοφόρων	53
3.2.1. Πυρήνας ΔΕΗ 1	53
3.2.2. Πυρήνας ΔΕΗ 5	56
3.2.3. Συνολικά επί των πυρήνων.....	61
3.3 Ηλικία Ιζημάτων	62
4. Συζήτηση	63
4.1 Βιοφάσεις Βενθονικών Τρηματοφόρων	65
4.1.1. Πυρήνας ΔΕΗ 1	65
4.1.2. Πυρήνας ΔΕΗ 5	68
4.1.3. Σύγκριση των βιοφάσεων των δύο Πυρήνων	72
4.2. Παλαιοπεριβαλλοντική – Παλαιοβαθυμετρική Ανασύσταση σε σχέση με το χρόνο.....	72
5. Συμπεράσματα	77
Πίνακας Κύριων Ειδών	81
Βιβλιογραφία	89



Πρόλογος

Η παρούσα Μεταπτυχιακή εργασία με τίτλο «Διακυμάνσεις της στάθμης της θάλασσας σε υφαλοκρηπιδικά περιβάλλοντα του ΒΔ-Κεντρικού Αιγαίου τα τελευταία 20.000 χρόνια» εντάσσεται στα πλαίσια των ερευνητικών δραστηριοτήτων του Τομέα Ιστορικής Γεωλογίας και Παλαιοντολογίας του Τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών.

Αντικείμενο της παρούσας εργασίας αποτέλεσε το Άνω Πλειστοκαινικό – Ολοκαινικό μικρο-παλαιοντολογικό αρχείο των βενθονικών τρηματοφόρων, των υφαλοκρηπιδικών αποθέσεων του ΒΔ-Κεντρικού Αιγαίου και συγκεκριμένα αυτών του Νότιου Ευβοϊκού Κόλπου. Είναι γνωστό ότι, η πανίδα των βενθονικών τρηματοφόρων συνιστά εξαιρετικό δείκτη ποικίλων περιβαλλοντικών συνθηκών και ιδιαίτερα στα αβαθή θαλάσσια περιβάλλοντα. Με γνώμονα αυτή τη διαπίστωση, έγινε προσπάθεια διάκρισης και ερμηνείας των συναθροίσεων των βενθονικών τρηματοφόρων που περιέχονταν στα ιζήματα της περιοχής μελέτης, ώστε να αναγνωριστούν τα διάφορα περιβάλλοντα, με τελικό σκοπό την ανασύσταση του παλαιοβάθους. Πριν την παρουσίαση αυτής της μελέτης θα ήθελα να ευχαριστήσω όλους εκείνους που με βοήθησαν και με στήριξαν στην ολοκλήρωσή της.

Πρώτα απ' όλους θα ήθελα να ευχαριστήσω, για την πολύτιμη προσφορά της, **την Επιβλέπουσα Αναπληρώτρια Καθηγήτρια, Ντρίνια Χαρίκλεια**. Την ευχαριστώ θερμά για τη βοήθεια, καθοδήγηση, και αμέριστη συμπαράσταση που μου προσέφερε, σε κάθε στάδιο αυτής της εργασίας, από την αρχική υπόδειξη του θέματος και την ανάληψη της επίβλεψης, μέχρι την τελική διόρθωση του κειμένου, αλλά και για την εμπιστοσύνη που μου έδειξε και με συμπεριέλαβε στις δράσεις του Ερευνητικού Χρηματοδοτούμενου Έργου: ΘΑΛΗΣ, με τίτλο: «Νησιωτική βιοποικιλότητα και πολιτισμική εξέλιξη: παραδείγματα από την Ανατολική Μεσόγειο, Μαδαγασκάρη, Μαυρίκιος Φιλιππίνες κατά τα τελευταία 800.000 χρόνια», του οποίου είναι η Επιστημονική Υπεύθυνη. Η συνεργασία μας, από το προπτυχιακό επίπεδο των σπουδών μου, αποτέλεσε για εμένα κίνητρο στη συνέχιση της ακαδημαϊκής μου πορείας και στην αγάπη μου προς το αντικείμενο της μικροπαλαιοντολογίας. Στην αδιάκοπη υποστήριξή της οφείλεται κατά μεγάλο μέρος η ολοκλήρωση αυτής της εργασίας. Επιπλέον, η μελέτη δεν θα μπορούσε να διεκπεραιωθεί χωρίς την παραχώρηση του χώρου της, αλλά και απαραίτητων υλικών και μέσων.

Ευχαριστώ **τον Καθηγητή Αναστασάκη Γεώργιο**, μέλος της Τριμελούς εξεταστικής επιτροπής, για την παραχώρηση του υλικού των πυρήνων ιζήματος ΔΕΗ 1 και ΔΕΗ 5, για τους σκοπούς αυτής της έρευνας, αλλά και των εργαστηριακών εγκαταστάσεων του Τομέα Ιστορικής Γεωλογίας και Παλαιοντολογίας, των οποίων είναι υπεύθυνος. Θα ήθελα επίσης να του εκφράσω τη βαθιά ευγνωμοσύνη μου για το συνεχές του ενδιαφέρον κατά την πορεία της μελέτης, αλλά και γενικότερα των σπουδών μου. Ακόμη, οι επισημάνσεις του σε θέματα σχετικά με την ιζηματολογία του υλικού μελέτης, βοήθησαν πολύ την εξέλιξη αυτής της εργασίας.

Στο τρίτο μέλος της τριμελούς εξεταστικής επιτροπής, **Αναπληρώτρια Καθηγήτρια Αντωνάκου Ασημίνα**, θα ήθελα να πω ένα μεγάλο ευχαριστώ για την επιτήρηση αυτής της μελέτης, αλλά και για την γενικότερη συμβολή που είχε η συνεργασία μας στις γνώσεις μου πάνω στη μικροπαλαιοντολογία. Η ευκαιρία που μου έδωσε, κατά τη διάρκεια του μεταπτυχιακού προγράμματος, μέσα από την συνεπικύρωση των εργαστηρίων του μαθήματος της «Μικροπαλαιοντολογίας», του οποίου είναι Διδάσκουσα, ήταν για εμένα σημαντικό συμπλήρωμα εκμάθησης του αντικειμένου.

Στη Διδάκτορα Τσουρού Θεοδώρα, οφείλω την ειλικρινή εκτίμησή μου. Την ευχαριστώ θερμά, όχι μόνο για την επιστημονική συνεισφορά της στην παρούσα μελέτη, αλλά και για την ηθική της ενίσχυση, σε όλο το διάστημα των σπουδών μου. Ήταν πάντα διαθέσιμη να μου προσφέρει τις γνώσεις και την εμπειρία και τις ιδέες της και ασχολήθηκε με κάθε απορία μου σχετική με ακαδημαϊκά ζητήματα, εντός και εκτός των πλαισίων αυτής της εργασίας.

Ιδιαίτερη μνεία πρέπει να γίνει, **στο Διευθυντή του Τομέα Ιστορικής Γεωλογίας και Παλαιοντολογίας Καθηγητή Καρακίτσιο Βασίλειο**, που με έκανε δεκτή στο μεταπτυχιακό πρόγραμμα του τομέα και μου προσέφερε την καθοδήγηση και τη διδασκαλία του.

Ευχαριστώ, **τον Διδάκτορα Λύρα Γεώργιο**, για την καθοδήγησή του στα πλαίσια της διεξαγωγής του Ερευνητικού Έργου: ΘΑΛΗΣ.

Εκτός του ακαδημαϊκού περιβάλλοντος, θα ήθελα να ευχαριστήσω **τη μητέρα μου Νικολαράκη Ευδοκία** και **την πολύ καλή μου φίλη Καμπέρη Αλέκα**, για τη γραφιστική επιμέλεια και

εικονογράφηση του παρόντος συγγράμματος. Η βοήθειά τους ήταν ουσιαστικής σημασίας στη λειτουργική παρουσίαση όλων των στοιχείων της έρευνας.

Θα ήθελα να εκφράσω επίσης, την ιδιαίτερη εκτίμηση και ευγνωμοσύνη μου προς **τους γονείς μου** και **τον αδερφό μου** που με στήριξαν με κάθε μέσο, όλα τα χρόνια των σπουδών μου και πίστεψαν στους στόχους μου. Χωρίς αυτούς δεν θα ήταν εφικτή η ολοκλήρωση αυτής της εργασίας, την οποία και τους αφιερώνω.

Τέλος, ευχαριστώ θερμά, όλους **τους προσωπικούς φίλους μου**, γεωλόγους και μη, για το ιδιαίτερο ενδιαφέρον τους και για την όποια συνεισφορά τους στην πορεία της εκπλήρωσης αυτής της μελέτης.

Η παρούσα έρευνα έχει συγχρηματοδοτηθεί από την Ευρωπαϊκή Ένωση (Ευρωπαϊκό Κοινωνικό Ταμείο – ΕΚΤ) και από εθνικούς πόρους μέσω του Επιχειρησιακού Προγράμματος «Εκπαίδευση και Δια Βίου Μάθηση» του Εθνικού Στρατηγικού Πλαισίου Αναφοράς (ΕΣΠΑ) – Ερευνητικό Χρηματοδοτούμενο Έργο: ΘΑΛΗΣ –ΕΚΠΑ-70/3/11669.



Κεφάλαιο 1.

Εισαγωγή

1.1. Γενικά

Η μελέτη του Ολοκαίνου (περίπου 11,5kyr BP, τρέχουσα μεσοπαγετώδης περίοδος) επιτρέπει την εκτίμηση των κλιματικών διακυμάνσεων που λαμβάνουν χώρα από το πρώτο στάδιο έως την πλήρη ανάπτυξη μίας μεσοπαγετώδους κλιματικής περιόδου, κατά τη διάρκεια της οποίας, έχουν αναπτυχθεί οι συνθήκες των σημερινών κλιματικών και γεωγραφικών συνθηκών (Rohling et al., 2002). Σύγχρονες μελέτες έχουν δείξει, ότι από το Ανώτερο Πλειστόκαινο και κατά τη διάρκεια του Ολοκαίνου, υπήρξαν σημαντικές κλιματικές μεταβολές, σημειώνοντας μικρής διάρκειας διακυμάνσεις, σε κλίμακα χιλιετιών και εκατονταετιών (Bond et al., 1997; Mayewski et al., 2004). Το επιστημονικό ενδιαφέρον συχνά επικεντρώνεται στην παλαιοκλιματική ανασύσταση του Ολοκαίνου, ώστε να κατανοηθούν καλύτερα το παρόν και το μελλοντικό κλίμα. Η Μεσόγειος Θάλασσα, στην οποία εντάσσεται η περιοχή μελέτης της παρούσας εργασίας, αποτελεί μία ημίκλειστη λεκάνη, η οποία επηρεάζεται από τις κλιματικές και περιβαλλοντικές αλλαγές που συμβαίνουν στις περιοχές των μέσων γεωγραφικών πλατών (π.χ. Rohling et al., 2002; Sbaiffi et al., 2004), αλλά και από αυτές που συμβαίνουν ευρύτερα στον Ατλαντικό Ωκεανό (π.χ. Oldfield et al., 2003; Sbaiffi et al., 2004; Morigi et al., 2005; Piva et al., 2008).

Η έκταση των παγετώνων σχετίζεται άμεσα με τις μεταβολές στο κλίμα, όπως υποδεικνύεται από το σύγχρονο παράδειγμα της εκτεταμένης υποχώρησης των παγετώνων που συμπίπτει με την αύξηση της θερμοκρασίας του πλανήτη κατά τη διάρκεια του περασμένου αιώνα (Mayewski et al., 2004). Το λιώσιμο των ηπειρωτικών πάγων είναι η κύρια αιτία μεταβολής του θαλάσσιου επιπέδου σε κλίμακα παγετωδών περιόδων (Lambeck & Purcell, 2005). Η καλύτερη κατανόηση της ανόδου της θάλασσας, κατά τη μετα-παγετώδη περίοδο, είναι το κλειδί για την πρόβλεψη πιθανών μελλοντικών ευστατικών επεισοδίων που σχετίζονται με το λιώσιμο των πάγων, οι οποίες θα έχουν πολύ δραματικές επιπτώσεις για τις περισσότερες από τις σύγχρονες παράκτιες περιοχές, λαμβάνοντας υπόψη ότι αυτές είναι από τις πιο πυκνοκατοικημένες περιοχές στον κόσμο και εστίες σημαντικής οικονομικής δραστηριότητας (Zecchin et al., 2015).

Τα τεταρτογενή μεταβατικά περιβάλλοντα του ηπειρωτικού περιθωρίου, που τοποθετούνται στη ζώνη σύνδεσης ανάμεσα στις παράκτιες περιοχές και αυτές της ανοιχτής θάλασσας, επηρεάζονται ιδιαίτερα από τις παγετωνο-ευστατικές διακυμάνσεις της θαλάσσιας στάθμης (Casieri & Carboni, 2007; Avnaim-Katav et al., 2013). Οι μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης, των κρηπιδικών οικοσυστημάτων, αντικατοπτρίζονται στην πολυπλοκότητα των αντίστοιχων αποθέσεων, που μπορεί να απουσιάζουν κατά τη διάρκεια του χαμηλού επιπέδου της θάλασσας και με την επανείσοδό της συχνά υποδεικνύουν συνεχείς παλαιοπεριβαλλοντικές αλλαγές (Avnaim-Katav et al., 2013).

Κάποιες από τις καλύτερες καταγραφές της αλλαγής της θαλάσσιας στάθμης, προέρχονται από τις μεσοπαλιρροιακές πανίδες μικροαπολιθωμάτων, που περιέχονται στις μετά-παγετώδεις ιζηματογενείς αποθέσεις του Ολοκαίνου, όπως αυτές των τρηματοφόρων (Horton & Edwards, 2005). Τα τελευταία 50 έτη, τα μικροαπολιθώματα έχουν χρησιμοποιηθεί εκτενώς για την ανασύσταση της παλαιοστάθμης και υπήρξαν η κύρια πηγή δεδομένων για την ανάπτυξη και δο-

κιμή μοντέλων της σχετικής στάθμης της θάλασσας (RSL) της μετα-παγετώδους περιόδου (π.χ. Lambeck et al., 2002; Peltier, 2002). Αρκετές πρόσφατες μελέτες έδειξαν, ότι στα περιβάλλοντα εσωτερικής κρηπίδας της Μεσογείου και ιδιαίτερα, σε αυτά στην ευρύτερη περιοχή ηπειρωτικών υδάτινων εκφορτίσεων, όπου η παροχή ιζήματος είναι αρκετά μεγάλη, βρίσκεται ένα πλήρες ιζηματολογικό και μικροπαλαιοντολογικό αρχείο των παλαιοπεριβαλλοντικών και παλαιοκλιματικών αλλαγών του Τεταρτογενούς (π.χ. Di Bella et al., 2014; Drinia et al., 2014; Tsourou et al., 2015; Avnaim-Katav et al., 2015).

Τα βενθονικά τρηματοφόρα έχουν αποδειχθεί χρήσιμα στην ανασύσταση τέτοιων διακυμάνσεων (π.χ. Sen Gupta, 1999; Murray, 2006) και παράλληλα η πιθανότητα διατήρησής τους στο ιζηματολογικό αρχείο είναι πολύ μεγάλη (Avnaim-Katav et al., 2015). Παρόλα αυτά, η πιθανή εφαρμογή τους ως δείκτες παλαιοβάθους στην ανοιχτή θάλασσα είναι ελάχιστα κατανοητή (van der Zwaan et al., 1990). Στα ανοιχτά θαλάσσια περιβάλλοντα, η βαθυμετρική διαβάθμιση των βενθονικών τρηματοφόρων φαίνεται να μην είναι ξεκάθαρα οριοθετημένη, αλλά ποικίλει ανάλογα με το διαθέσιμο οργανικό υλικό στον ωκεάνιο βυθό (π.χ. De Stigter et al., 1998; De Rijk et al., 2000; Morigi et al., 2001; Gooday et al. 2003; Jorissen et al., 2007). Αντίθετα, στα ρηχά θαλάσσια περιβάλλοντα, ποικίλες μελέτες έχουν δείξει ότι υπάρχει μία σαφής διαβάθμιση του βάθους της πανίδας των βενθονικών τρηματοφόρων (π.χ. Jorissen, 1988; Asiolli & Borsetti, 1989; De Stigter et al., 1998; Mendes et al., 2004; Milker et al., 2009, 2010). Σε αυτά, η κατανομή των βενθονικών τρηματοφόρων ελέγχεται από αβιοτικούς παράγοντες, όπως το μέγεθος των κόκκων του υποστρώματος, η συγκέντρωση της οργανικής ύλης, η αλμυρότητα, το διαλυμένο οξυγόνο καθώς και από βιοτικούς παράγοντες, όπως η θήρευση, ο ανταγωνισμός και η αναπαραγωγή (Murray, 1991, 2006). Ως εκ τούτου, η ανάλυση των κρηπιδικών συναθροίσεων των βενθονικών τρηματοφόρων είναι ένα χρήσιμο εργαλείο για την αξιολόγηση των συνθηκών του οικοσυστήματος.

1.2. Σκοπός της Μελέτης

Η παρούσα μελέτη στοχεύει στη διερεύνηση και ανασύσταση των διακυμάνσεων της σχετικής θαλάσσιας στάθμης, στα υφαλοκρηπιδικά περιβάλλοντα του ΒΔ-κεντρικού Αιγαίου. Χρησιμοποιώντας το μικροπαλαιοντολογικό αρχείο και συγκεκριμένα αυτό των βενθονικών τρηματοφόρων, αναζητούνται αποδεικτικά στοιχεία για την ανασύσταση του παλαιοβάθους και εμμέσως των πιθανών διακυμάνσεων της παλαιοστάθμης, στις διάφορες χρονικές περιόδους από το Ανώτερο Πλειοστόκαινο έως σήμερα. Η ερμηνεία των διαδοχικών βιοφάσεων, όπως αυτές παρουσιάζονται από τις συναθροίσεις των βενθονικών τρηματοφόρων, του ιζηματολογικού αρχείου δύο πυρήνων από την περιοχή μελέτης, είναι το κλειδί για τη διεκπεραίωση αυτής της εργασίας. Παράλληλα, γίνεται προσπάθεια η εργασία αυτή να συμβάλλει στην καθιέρωση χαρακτηριστικών συναθροίσεων βενθονικών τρηματοφόρων για τα κρηπιδικά περιβάλλοντα του Αιγαίου και ευρύτερα της Ανατολικής Μεσογείου.

1.3. Διακυμάνσεις της Θαλάσσιας Στάθμης κατά τη διάρκεια του Ανωτέρου Πλειστοκαίνου και Ολοκαίνου

Η στάθμη της θάλασσας (SL: Sea Level) καθορίζεται από τη θέση της επιφάνειας της θάλασσας σε σχέση με αυτή της παρακείμενης χέρσου. Η αλλαγή της θαλάσσιας στάθμης (SLC: Sea Level Change) είναι το μέτρο της σχετικής μετατόπισης των δύο αυτών επιφανειών και αποτελεί το ολοκληρωμένο αποτέλεσμα του ευστατισμού (E: Eustasy), της ισοστασίας (I: Isostasy) και του τεκτονισμού (T: Tectonics) (Lambeck 1995, 2001; Lambeck & Purcell, 2005).

Συγκεκριμένα, ο ευστατισμός περιλαμβάνει: (i) τον παγετώδη ευστατισμό (E_{gl} : glacial eustasy), που οφείλεται στο λιώσιμο των πάγων, (ii) το γεωειδή ευστατισμό (E_{gd} : geoidal eustasy), όταν οι αλλαγές στο θαλάσσιο επίπεδο σχετίζονται με αλλαγές του γεωειδούς, που προκαλούνται από το λιώσιμο των παγετώνων και τη συσσώρευση υδάτων στις λεκάνες των ωκεανών (iii) το δυναμικό ευστατισμό (E_{dy} : dynamic eustasy), δηλαδή τις δυναμικές μεταβολές της επιφάνειας της θάλασσας που προκαλούνται από έναν αριθμό τοπικών μετεωρολογικών, υδρολογικών και ωκεανογραφικών παραγόντων, συμπεριλαμβανομένης της θερμικής διαστολής και (iv) τον περιστροφικό ευστατισμό (E_{ro} : rotational eustasy), που σχετίζεται με τις αλλαγές στην περιστροφική κίνηση του πλανήτη, λόγω του σχηματισμού παγετώνων αλλά και των διαδικασιών απόψυξης τους (Mörner, 1996, 2000).

Ομοίως, η ισοστασία διακρίνεται περαιτέρω: (i) στην υδρο-ισοστασία (I_{hd} : hydro-isostasy), προκαλούμενη από το φορτίο νερού των ωκεάνιων λεκανών, που τείνουν να υποχωρούν, ακολουθώντας τη θαλάσσια επίκλυση (marine transgression) και (ii) στην παγετώδη ισοστασία (I_{gl} : glacio-isostasy), που προκύπτει από την ελαστική παραμόρφωση της επιφάνειας της Γης, λόγω χωρικών και ογκομετρικών μεταβολών των πάγων (Poulos et al., 2009). Τέλος, η τεκτονική είναι αρκετά σημαντική κυρίως σε τεκτονικά ενεργές περιοχές (Lambeck & Purcell, 2005).

Σύμφωνα με τους Lambeck & Purcell (2005) και Lambeck et al. (2014) πρωταρχικό ρόλο στην αλλαγή της θαλάσσιας στάθμης, σε χρονική κλίμακα παγετωδών περιόδων, έχει η ανταλλαγή νερού μεταξύ ηπειρωτικών πάγων και ωκεανού και συγχρόνως η αντίδραση της λιθόσφαιρας και του μανδύα στο μεταβαλλόμενο φορτίο στην επιφάνεια της γης. Σε αυτή τη διαδικασία προστίθενται, δευτερευόντως (για αυτή τη χρονική κλίμακα) οι κατακόρυφες τοπικές μετατοπίσεις της ξηράς (V_{tr} : Vertical displacement trends) (Lambeck, 1996 (παράγοντας τεκτονισμού); Lambeck et al., 2004; Pavlopoulos et al., 2011, Lambeck & Purcell, 2005). Η παγετωνο-υδρο-ισοστασία εμφανίζει ένα καλά καθορισμένο μοτίβο και είναι ευκόλως προβλέψιμη. Αντίθετα, η τεκτονική (V_{tr}) παρουσιάζεται ακανόνιστη, λιγότερο προβλέψιμη και επίσης, είναι συνήθως λιγότερο σημαντική και πιο επεισοδιακή από τις αλλαγές λόγω των παγετώνων (Lambeck & Purcell, 2005). Έχει υπολογιστεί ότι στις ακτές της Ιταλίας η κατακόρυφη μετατόπιση φτάνει το 1mm/yr, ενώ στην ανατολική και δυτική Μεσόγειο είναι πολύ μικρότερη (Marsset & Bellec, 2002; Schattner et al., 2010). Ο συνδυασμός των παραπάνω παραγόντων μπορεί να οδηγήσει σε διάφορα τοπικά και χρονικά αποτελέσματα (Lambeck et al., 2004; Lambeck & Purcell, 2005). Σε μεγαλύτερη κλίμακα χρόνου, της τάξης των $>10^6$ χρόνια, οι γεωλογικές διεργασίες μπορεί να αποκτήσουν δεσπόζουσα θέση στον επηρεασμό

του επιπέδου της θάλασσας, όπως αλλαγές στη γεωμετρία των ωκεάνιων λεκανών λόγω κινήσεων των τεκτονικών πλακών, ενώ σε μικρότερη κλίμακα, όπως μερικά χρόνια ή δεκαετίες, ωκεανογραφικοί και κλιματικοί παράγοντες μπορούν να γίνουν σημαντικοί (Lambeck & Purcell, 2005).

Συνοπτικά, η ανάπτυξη ή το λιώσιμο των πάγων αλλάζει τον όγκο των ωκεανών, παραμορφώνει τις ωκεάνιες λεκάνες και τα περιθώριά τους, και τροποποιεί το βαρυτικό πεδίο του πλανήτη. Και οι τρεις αυτές διαδικασίες αλλάζουν τη θαλάσσια στάθμη (Lambeck, 1996; Lambeck & Purcell, 2005). Η σταθερότητα των πάγων βρίσκεται σε ισχυρή εξάρτηση από τους διάφορους κλιματικούς κύκλους, αλλά με τη σειρά της ελέγχει την εξέλιξη του κλίματος μέσω του ωκεάνιου θερμοκλινούς, που επηρεάζεται από την εισροή του χαμηλής θερμοκρασίας νερού από το λιώσιμο των πάγων (Mayewski et al., 2004; Maselli et al., 2011).

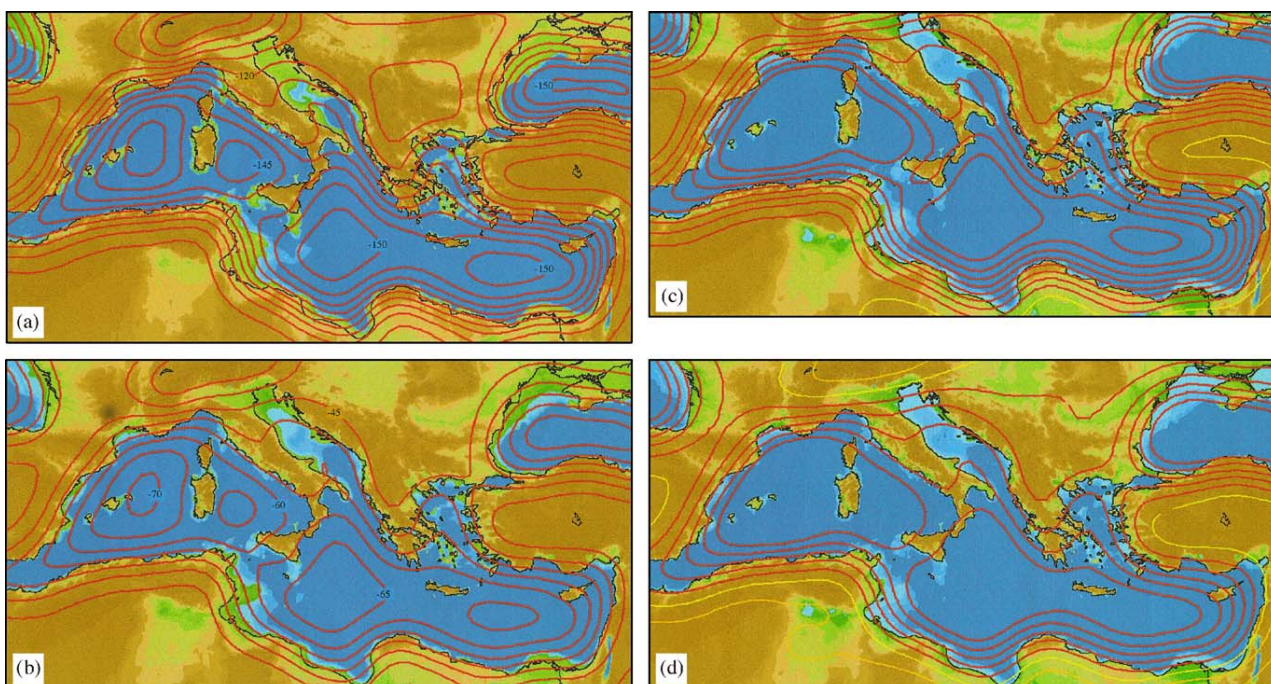
Σε παγκόσμιο επίπεδο, η τελευταία απότομη πτώση της στάθμης της θάλασσας, περίπου -40m σε λιγότερο από 2kyr, έγινε πριν από 30cal. kyr BP κατά την έναρξη του μεγίστου της τελευταίας παγετώδους περιόδου (LGM: Last Glacial Maximum). Ακολούθησε μία αργή πτώση (Lambeck et al., 2014) και κατά τη διάρκεια του μέγιστου της τελευταίας παγετώδους περιόδου (LGM), μεταξύ 26,5 και 19cal kyr BP, το παγκόσμιο επίπεδο της θαλάσσιας στάθμης βρισκόταν περίπου 130m χαμηλότερα από το σημερινό (Clark et al., 2009) και ο μέγιστος όγκος του ηπειρωτικού πάγου ήταν περίπου $52 \times 10^6 \text{ km}^3$ μεγαλύτερος από σήμερα (Lambeck et al., 2014). Η μετά-LGM περίοδος ξεκίνησε περίπου στα 19cal. kyr BP με την απότομη αύξηση αρχικά της θαλάσσιας στάθμης, της τάξης των 10-15m, ως συνέπεια της μερικής τήξης των πάγων του βορείου ημισφαιρίου (Clark et al., 2004). Μετά από μία περίοδο σταθερότητας, η κύρια φάση απόψυξης χρονολογείται περίπου από τα 16,5 έως τα 8,2cal. kyr BP με μέσο ρυθμό ανόδου της θαλάσσιας στάθμης 12m/kyr, διακοπτόμενη από περιόδους μεγαλύτερου, ιδιαίτερα από τα 14,5 έως τα 14,0cal. kyr BP, $\geq 40 \text{ mm/y}$ (MWP-1A) ή μικρότερου, από τα 12,5 έως τα 11,5cal. kyr BP (Younger Dryas), ρυθμού (Lambeck et al., 2014). Τα άλματα ανόδου της θαλάσσιας στάθμης (MWP: Melt Water Pulse) MWP-1A και MWP-1B, που χρονολογούνται μεταξύ 14,6 και 14,3cal. kyr BP (Deschamps et al., 2012) και 11,6cal. kyr BP (Liu & Milliman, 2004) αντίστοιχα, σύμφωνα με τους Zecchin (2011) και Zecchin et al. (2015), ξεπέρασαν τα 60mm/yr, ενώ οι Lambeck et al., 2014 αμφισβητούν ότι το MWP-1B είχε παγκόσμια εξάπλωση. Τέλος, από τα 8,2 έως τα 2,5cal. kyr BP υπήρξε μία προοδευτική μείωση του ρυθμού ανόδου του επιπέδου της θάλασσας, μετά την οποία ο όγκος των ωκεανών παρέμεινε σχεδόν σταθερός μέχρι τη νεότερη άνοδο πριν 100 με 150yr (Lambeck et al., 2004, 2014). Δεν υπάρχουν ενδείξεις διακυμάνσεων που να υπερβαίνουν τα 15-20cm, σε χρονικά διαστήματα $\geq 200 \text{ yr}$, από τα 6 έως 0,15kyr BP (Lambeck et al., 2014).

Η μελέτη των παράκτιων και νησιωτικών περιοχών της Μεσογείου, που επηρεάζονται άμεσα από τις αλλαγές στο επίπεδο της θάλασσας, συμβάλλει σημαντικά στην ανασύσταση της θαλάσσιας παλαιοστάθμης και την κατασκευή τοπικών ή ευρύτερων μοντέλων πρόβλεψης του σχετικού θαλάσσιου επιπέδου (RSL: Relative Sea Level) (Lambeck & Purcell, 2005). Αυτό συμβαίνει λόγω της πληθώρας των γεωλογικών, γεωμορφολογικών και αρχαιολογικών στοιχείων που είναι διαθέσιμα στις περιοχές αυτές και λειτουργούν ως δείκτες παλαιοστάθμης, αλλά και επειδή η τεκτονική εξέλιξη αυτών είναι αρκετά μελετημένη από τους επιστήμονες (π.χ. Lambeck & Purcell, 2005; Pavlopoulos et al., 2011, 2013). Επιπλέον, η Μεσόγειος Θάλασσα, με εξαίρεση τη

ΒΑ Τυνησία και τη ΒΑ Αδριατική, όπου η παλίρροια ξεπερνά το 1m, χαρακτηρίζεται από μικρή παλίρροιακή δραστηριότητα και σχετικά χαμηλής ενέργειας καταιγίδες, ευνοώντας τη διατήρηση των δεικτών παλαιοστάθμης (Vacchi et al., 2014). Για τους λόγους αυτούς, η Μεσόγειος αποτελεί αντικείμενο μελέτης του RSL από τα μέσα της δεκαετίας του 1970 (π.χ. Pirazzoli, 1976; Flemming, 1978; Kayan, 1988).

Στην περιοχή της Μεσογείου, οι αλλαγές της στάθμης της θάλασσας, από το μέγιστο της τελευταίας παγετώδους περιόδου έως σήμερα, ακολουθούν την παγκόσμια τάση, αλλά επηρεάζονται επίσης και από την υδρο-ισοστασία και το νεοτεκτονισμό της κάθε περιοχής (π.χ. Lambeck & Bard, 2000; Morhange & Pirazzoli, 2005; Stocchi & Spada, 2007). Μία γενική θεώρηση είναι ότι, από την αρχή του Ολοκαίνου (11,5kyr) μέχρι τα 6kyr BP, η στάθμη της θάλασσας χαρακτηρίζεται από μια ανοδική πορεία οφειλόμενη σε παγετωνο-ευστατικούς παράγοντες. Στα τελευταία όμως 6kyr, η μεταβολή της στάθμης της θάλασσας ακολουθεί μια σχεδόν οριζόντια έως μικρής ανοδικής κλίσης καμπύλη καθώς κυριαρχείται από μια ανακατανομή του θαλάσσιου νερού, ενώ το λιώσιμο των πάγων συμβάλει ελάχιστα (~1m) στην άνοδο της στάθμης. Συγκεκριμένα, ο Pirazzoli (2005) αναφέρει ότι ο παγκόσμιος ευστατικός παράγοντας είναι σταθερός κατά τη διάρκεια του Ανωτέρου Ολοκαίνου. Επίσης, είναι κοινώς αποδεκτό ότι το διάστημα αυτό των τελευταίων 6kyr η στάθμη της θάλασσας ποτέ δεν ξεπέρασε τα σημερινά επίπεδα. (Mörner, 1996, 2005; Lambeck, 1995; Lambeck & Bard, 2000). Οι παγετωνο-υδρο-ισοστατικοί παράγοντες ($I_{hd} + I_{gl}$) υπολογίστηκαν στο σύνολο της λεκάνης της Μεσογείου από τους Lambeck & Purcell (2005), θεωρώντας ότι ο τεκτονικός παράγοντας απουσιάζει ή διορθώθηκαν αναλόγως. Στην **Εικόνα 1.1**, φαίνεται, κατά

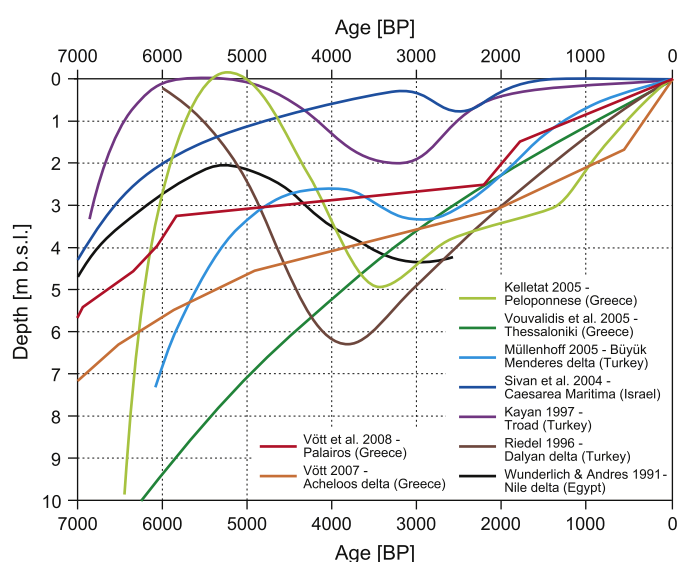
Εικόνα 1.1: Προβλεπόμενη σχετική στάθμη της θάλασσας (RSL) των ακτών της Μεσογείου σε τέσσερις χρονικές περιόδους: (a) 20kyr BP, (b) 12kyr BP, (c) 6kyr BP και (d) 2kyr BP, κατά τους Lambeck & Purcell (2005). Οι θέσεις των παλαιοακτών καθορίζονται από την πρασινο-μπλε χρωματική μετάβαση. Για τα 20 και 12kyr BP τα διαστήματα μεταξύ των καμπυλών είναι 5m. Για τα 6 και 2kyr BP, οι κόκκινες καμπύλες δηλώνουν αρνητικές τιμές, οι πορτοκαλοί δηλώνουν θετικές τιμές και οι κίτρινες μηδενική μεταβολή. Τα διαστήματα μεταξύ των καμπυλών είναι 1m στα 6kyr BP και 0,25 στα 2kyr BP.



τους συγγραφείς, η διακύμανση της θαλάσσιας στάθμης της Μεσογείου κατά τη χρονική περίοδο των 20, 12, 6 και 2 kyr BP.

Ωστόσο, προσπαθώντας να συνδυάσουν το υδρο-ισοστατικό μοντέλο με τα επί τόπου δεδομένα, οι επιστήμονες δεν έχουν ακόμα καταλήξει στην ακριβή συμμετοχή του κάθε παράγοντα, ούτε στο εύρος των διακυμάνσεων της παλαιοστάθμης και υπάρχει ακόμη έντονη διαμάχη στις τοπικές μελέτες (π.χ. Pirazzoli, 2005; Brückner et al., 2010; Vacchi et al., 2014; Zecchin et al., 2015). Αυτό, εν μέρη οφείλεται στην ενεργό τεκτονική, που χαρακτηρίζει την περιοχή της Μεσογείου, η οποία διαφοροποιείται χωρικά και επομένως η διάκριση και ποσοτικοποίηση των αιτιών μεταβολής του RSL, μεταξύ υδρο-ισοστασίας και τεκτονικής, είναι μια από τις συνήθεις δυσκολίες στη μελέτη της παλαιοστάθμης.

Παρόμοια, στις περιοχές της ανατολικής Μεσογείου, έχουν διεξαχθεί πληθώρα μελετών και έχουν προταθεί διάφορες τοπικές καμπύλες του RLS, για την μετά-LGM εποχή. Οι Brückner et al. (2010), συνοψίζοντας κάποια από τα αποτελέσματα, διέκριναν δύο τύπους καμπυλών στη βιβλιογραφία της Ανατολικής Μεσογείου και πιο συγκεκριμένα σε μελέτες που έχουν διεξαχθεί στην περιοχή του Αιγαίου, συμπεριλαμβανομένου και του Ελληνικού χώρου (**Εικ. 1.2**). Οι καμπύλες τύπου 1 δείχνουν μία σχετική άνοδο του θαλάσσιου επιπέδου πριν από 6 με 3,5 cal. kyr BP, η οποία σχεδόν φτάνει ή και ξεπερνά το σημερινό μέσο επίπεδο (MSL: Mean Sea Level) (Wunderlich & Andres, 1991; Riedel, 1996; Kayan, 1997; Kelletat, 2005; Müllenhoff, 2005). Από αυτές, κάποιες έκαναν χρήση ψηφιδωπαγών αιγιαλών (beachrocks), ως δείκτες παλαιοστάθμης (Riedel, 1996; Kelletat, 2005), που σύμφωνα με πιο σύγχρονες μελέτες αμφισβητείται η εγκυρότητά τους σε τέτοιες προβλέψεις (Kelletat, 2006, 2007; Knight, 2007), ενώ κάποιες άλλες προέκυψαν με βάση

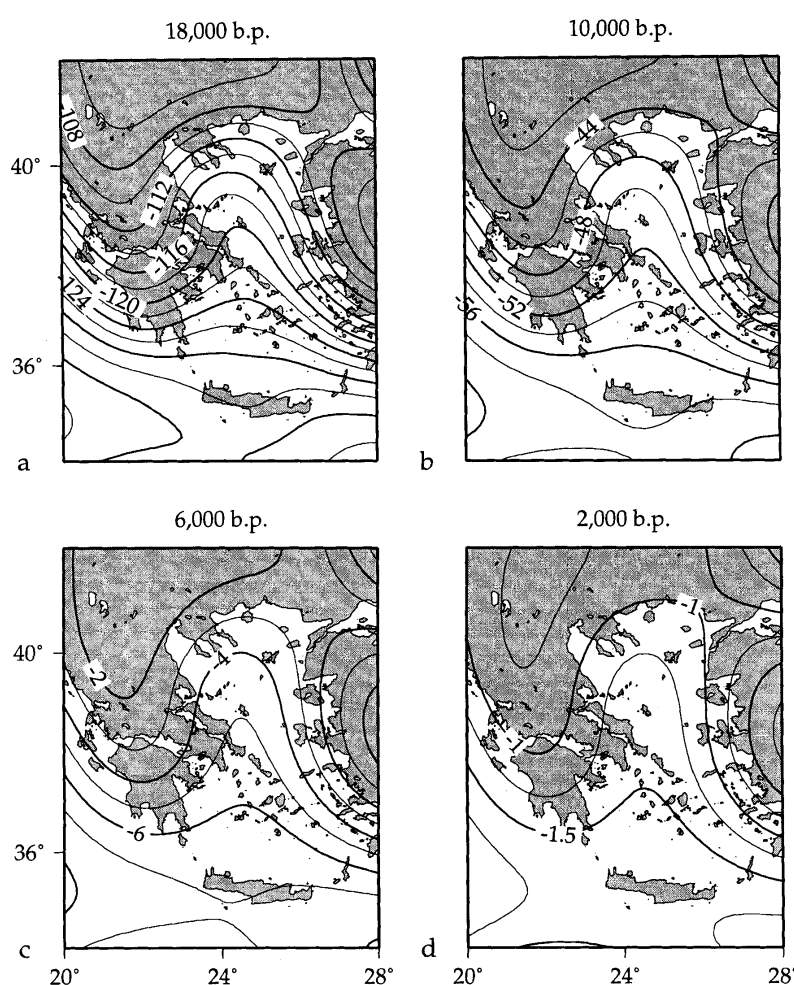


Εικόνα 1.2: Σύνοψη καμπύλων της αλλαγής της στάθμης της θάλασσας στην Ανατολική Μεσόγειο, την περίοδο του Ολοκαίνου, κατά τους Brückner et al. (2010). Οι καμπύλες τύπου 1 δείχνουν μία σχετική άνοδο του θαλάσσιου επιπέδου πριν από 6 με 3,5 kyr cal BP. Σε αντίθεση, οι καμπύλες τύπου 2 δείχνουν μια περισσότερο ή λιγότερο συνεχή άνοδο της στάθμης της θάλασσας τα τελευταία χρόνια 6 kyr.

ασθενή γεωχρονολογικά στοιχεία (Kayan, 1997) ή δεν έλαβαν υπόψη τις τοπικές κατακόρυφες μετατοπίσεις (Wunderlich & Andres, 1991; Müllenhoff, 2005). Οι καμπύλες που οι Brückner et al. (2010) ονόμασαν τύπου 2, δείχνουν μία περισσότερο ή λιγότερο συνεχή άνοδο της στάθμης από τα 6 cal. kyr BP. Αυτές βασίστηκαν σε ιζηματολογικά και γεωαρχαιολογικά κριτήρια (Sivan et al., 2004; Vouvalidis et al., 2005; Pavlopoulos et al., 2007) ή μοντέλα παγετωνο-υδρο-ισοστασίας, ανάλογα με αυτά των Lambeck (1996), Lambeck et al. (2004) και Lambeck & Purcell (2005) (Vött, 2007; Vött et al., 2007a).

Όσον αφορά στην περιοχή του Αιγαίου, μια από τις πρώτες περιοχές που ο Lambeck εφάρμοσε το υδρο-ισοστατι-

κό του μοντέλου, λόγω υπάρχουσών πληροφοριών (γεωλογικές, αρχαιολογικές), διαπιστώθηκε ότι η παγετωνο-υδρο-ισοστατική ρύθμιση ήταν της τάξης του 1mm/yr κατά τη διάρκεια των τελευταίων χιλιετιών (Μέσο – Ανώτερο Ολόκαινο) (Lambeck, 1995). Σύμφωνα με το μοντέλο των Lambeck & Purcell (2005), στο Αιγαίο, κατά τη διάρκεια της LGM, η στάθμη της θάλασσας βρισκόταν περίπου στα 110 έως 130m χαμηλότερα από τη σημερινή, στα 10kyr BP η στάθμη της θάλασσας ποικίλει από -44 έως -60m, στα 6kyr BP από -2 έως -8m και τέλος στα 2kyr BP από -1 έως -1.7m. Στην **Εικόνα 1.3** απεικονίζεται η προβλεπόμενη μεταβολή του RSL για την περιοχή του Ελληνικού χώρου και των γειτονικών περιοχών, στα 18, 10, 6 και 2kyr BP, κατά Lambeck (1996). Οι καμπύλες αντιπροσωπεύουν τη θέση του RLS σε αυτές τις περιόδους σε σχέση με το παρόν MSL. Επιπλέον, ο Lambeck (1995) κατέληξε στο συμπέρασμα ότι η άνοδος της στάθμης της θάλασσας σε ολόκληρη την Ελλάδα οφείλεται κυρίως στην παγετωνο-υδρο-ισοστασία και όχι σε μια μακρά τεκτονική διαδικασία. Αντιθέτως, ο Pirazzoli (2005) που υποστηρίζει ότι υπήρξε σχετική σταθερότητα στον παγκόσμιο ευστατικό παράγοντα, κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου, αμφισβήτησε την ακρίβεια των αποτελεσμάτων αυτών, ειδικά κατά τη διάρκεια των τελευταίων 6kyr BP, θεωρώντας ότι δεν προκύπτει κανένα σημαντικό επιπλέον λιώσιμο των πάγων ή/και φαινόμενα θερμικής διαστολής. Σύμφωνα με τον ίδιο και τους συναδέλφους του, οι αλλαγές του RLS στην Ανατολική Μεσόγειο αποδίδονται σε κυρίως τοπικούς τεκτονικούς παράγοντες (Thommeret et al., 1981; Pirazzoli et al., 1982).



Εικόνα 1.3: Προβλεπόμενη της σχετική στάθμης της θάλασσας (RSL) στον Ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές για τα (a) 18 kyr BP, (b) 10 kyr BP, (c) 6 kyr BP και (d) 2 kyr BP. Οι καμπύλες δηλώνουν τη θέση του μέσου θαλάσσιου επιπέδου σε αυτές τις χρονικές περιόδους.

Είναι εμφανές ότι, η αναζήτηση μίας ενιαίας καμπύλης του RLS για την ανατολική Μεσόγειο ή μεμονωμένα για την περιοχή του Αιγαίου είναι μάταιη. Η εξέλιξη της θαλάσσιας στάθμης είναι φανερά επηρεασμένη από ισχυρούς τοπικούς παράγοντες (Brückner et al., 2010; Vacchi et al., 2014). Το παγετωνο-υδρο-ισοστατικό μοντέλο εφαρμόστηκε με επιτυχία στις περιπτώσεις των Μεσογειακών ακτών της Γαλλίας (Lambek & Bard, 2000), της Ιταλίας (Lambek et al., 2004a) και της κεντρικής Μεσογείου (Lambek et al., 2004b), όμως αλλού οι σχετικές αλλαγές της στάθμης της θάλασσας έχουν αποδοθεί στην τοπική τεκτονική, όπως στην περίπτωση της Ελληνικής Τάφρου (π.χ. Flemming & Webb, 1986; Pirazzoli, 1986, 2005).

Στην περιοχή του Νότιου Ευβοϊκού κόλπου, δεν υπάρχει ακριβής ανασύσταση της παλαιο-στάθμης, με βάση, για παράδειγμα, τη χρονολόγηση βιολογικών δεικτών που προέρχονται από πυρηνοληψία ή γεωμορφές όπως θαλάσσιες εγκολπώσεις, αλλά μπορούν να χρησιμοποιηθούν μόνο γενικές καμπύλες (π.χ. Lambek, 2004; Lambek & Purcell, 2005; Pavlopoulos et al., 2011; Roulos et al., 2009) και αυτές πρέπει να διορθωθούν, λαμβάνοντας υπόψη την τοπική νεοτεκτονική κατά τη διάρκεια του Ολοκαίνου (Ghilardi et al., 2014). Παρόλα αυτά, σύμφωνα με τους Perissoratis et al. (1988), Perissoratis & van Andel (1991) και Perissoratis & Conispoliatis (2003), κατά τη διάρκεια του Ανωτέρου Πλειστοκαίνου, περίπου 21,5kyr BP, όταν το επίπεδο της θάλασσας ήταν περίπου -120m χαμηλότερα από το σημερινό, ο Νότιος Ευβοϊκός κόλπος βρισκόταν στο μεγαλύτερο μέρος του, εκτεθειμένος στις ατμοσφαιρικές συνθήκες και μόνο στις κεντρικές του περιοχές σχηματίζονταν λίμνες λίγων δεκάδων μέτρων (Perissoratis & Conispoliatis, 2003, Fig.3). Στα 11,5kyr BP, με το θαλάσσιο επίπεδο στα -60m, ενώ στις υπόλοιπες λίμνες του βορείου και δυτικού Αιγαίου, που διαμορφώθηκαν κατά το ισοτοπικό στάδιο MIS 2, αποκαταστάθηκαν οι θαλάσσιες συνθήκες με την είσοδο της θάλασσας, ο Βόρειος και Νότιος Ευβοϊκός αποτελούσαν περικλειστές λίμνες, αφού το φράγμα εισόδου του κόλπου (60m) δεν ήταν χαμηλότερο από τη στάθμη της θάλασσας εκείνης της περιόδου. Τέλος, την εποχή όπου το επίπεδο της θάλασσας βρισκόταν στα -15m, περίπου στα 8kyr BP, οι συνθήκες στις περισσότερες παράκτιες περιοχές του Αιγαίου συμπεριλαμβανομένου και του Νότιου Ευβοϊκού, ήταν περίπου σαν τις σημερινές.

1.4. Τρηματοφόρα

1.4.1. Ταξινομικά και Βιολογικά Στοιχεία Τρηματοφόρων

Η Κλάση: Τρηματοφόρα (Foraminifera) (Sen Gupta, 1999; Mikhalevich, 2004; Kaminski, 2005) ή για κάποιους Φύλο (Pawlowski et al., 2013), είναι περισσότερο γνωστή από το θεαματικό απολιθωματικό της αρχείο (Κάμβριο έως σήμερα), παρά από τη βιολογική της πλευρά και παρουσία στα σύγχρονα θαλάσσια περιβάλλοντα (Sen Gupta, 1999; Murray, 2006). Πρόκειται για μονοκύτταρους ευκαρυωτικούς θαλάσσιους οργανισμούς, που κατατάσσονται στα αμοιβαδοειδή πρωτίστα (Sen Gupta, 1999). Το μέγεθός τους γενικά είναι <1mm και στην πλειοψηφία τους φέρουν κέλυφος το οποίο μπορεί να διατηρείται και μετά το θάνατο του ατόμου ως συστατικό των γε-

ωλογικών ιζημάτων (Scott et al., 2004; Murray, 2006). Οι Loeblich & Tappan (1987) περιέγραψαν τα τρηματοφόρα ως ένα κυτταροπλασματικό σώμα που περικλείεται σε τοίχωμα ή κέλυφος αποτελούμενο από έναν ή περισσότερους συνδεδεμένους θαλάμους, ενώ οι Pawlowski et al. (1998) αναφέρουν και την ύπαρξη «γυμνών» μορφών (χωρίς κέλυφος).

Εν αντιθέσει, με τα βιολογικά είδη, τα τρηματοφόρα έχουν ταξινομηθεί με βάση τα διάφορα χαρακτηριστικά του κελύφους τους (μορφοείδη) (Sen Gupta, 1999; Murray, 2006; Pawlowski et al., 2013). Η πρώτη συστηματική ταξινόμηση προτάθηκε από τον d'Orbigny (1826) ο οποίος όρισε τα τρηματοφόρα ως Τάξη και τα κατέταξε με βάση τον τρόπο ανάπτυξης του κελύφους τους. Στη συνέχεια, κριτήριο έγινε η μορφολογία και διάταξη των θαλάμων (Cifelli, 1990). Σήμερα, η φύση και δομή του τοιχώματος του κελύφους, όπως και τα ιδιαίτερα στοιχεία αυτού (π.χ. στοματικό άνοιγμα και θέση του στο κέλυφος) είναι τα βασικότερα κριτήρια ταξινόμησης των τρηματοφόρων (Sen Gupta, 1999; Murray, 2006; Pawlowski et al., 2013).

Το κέλυφος των τρηματοφόρων μπορεί να διακριθεί σε χιτινώδες, συμφυρματοπαγές, ασβεστολιθικό και σπάνια σε πυριτικό (Sen Gupta, 1999). Από τα παραπάνω, το χιτινώδες (οργανικό) κέλυφος δεν απολιθώνεται. Το ασβεστολιθικό κέλυφος μπορεί να διακριθεί περαιτέρω σε πορσελανώδες (αδιάτρητο), υαλώδες (διάτρητο) και κυψελώδες (έχει εκλείψει από το όριο Περμίου – Τριαδικού), ανάλογα με τη διάταξη των κρυστάλλων του ασβεστίου (Schweizer, 2006). Αξιοσημείωτη είναι η τεράστια ποικιλία διαφορετικών κελυφών, που παράγονται από τους εν λόγω μικροοργανισμούς (Sen Gupta, 1999).

Εκτός του ότι παράγουν κέλυφος, το δεύτερο χαρακτηριστικό που διακρίνει τα τρηματοφόρα από τα υπόλοιπα πρώτιστα, είναι τα ιδιαίτερης μορφής και διάταξης ψευδοπόδια (Sen Gupta, 1999). Τα ψευδοπόδια των τρηματοφόρων (granuloreticulopodia) είναι λεπτά νηματοειδή, κοκκώδη και σχηματίζουν διακλαδώσεις (δίκτυα) (Sen Gupta, 1999; Schweizer, 2006; Murray, 2006). Χρησιμεύουν στο άτομο όχι μόνο στην κίνηση και προσκόλληση αλλά και στη διατροφή, στη δόμηση του κελύφους, στην προστασία και σε κάποιο βαθμό στην αναπνοή και την αναπαραγωγή (Sen Gupta, 1999).

Αν και το κέλυφος έχει στερήσει από τους βιολόγους τη δυνατότητα λεπτομερούς μελέτης αυτών των οργανισμών, ο αναπαραγωγικός τους κύκλος είναι ένα ζήτημα που έχει προκαλέσει μεγάλο ενδιαφέρον στον κλάδο (Sen Gupta, 1999; Murray, 2006). Ανόμοια με πολλά πρώτιστα, τα τρηματοφόρα έχουν έναν ιδιαίτερα σύνθετο κύκλο ζωής, όπου χαρακτηρίζεται από την εναλλαγή γενεών (Lee et al., 1991; Goldstein, 2002). Η βασική διαδικασία είναι η εναλλαγή ανάμεσα σε μία αγενή και μία εγγενή φάση, όμως σε βάθος έχει σημαντικές διαφοροποιήσεις και ποικίλει σε σχέση με των άλλων πρωτοζώων (Murray, 2006). Η εναλλαγή ανάμεσα στις φάσεις μπορεί να είναι υποχρεωτική, προαιρετική ή ακόμη και να μην υπάρχει σε μερικά είδη, ενώ άλλα ασκούν αυτο-γονιμοποίηση (Goldstein, 2002). Ο κύκλος ζωής μπορεί επίσης να ποικίλει ανάμεσα στα είδη, ανάλογα με τις περιβαλλοντικές συνθήκες (Lee et al., 1991; Gooday & Alve, 2001).

Ο τρόπος ζωής των τρηματοφόρων μπορεί να είναι βενθονικός ή πλαγκτονικός. Τα βενθονικά τρηματοφόρα διαμένουν πάνω έως βαθιά μέσα στα ιζήματα του πυθμένα της θάλασσας και αποτελούν τη συντριπτική πλειοψηφία των τρηματοφόρων. Περίπου το 99.5% από τα γνωστά

είδη είναι βενθονικά (Sen Gupta, 2002). Τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα προέρχονται από τα βενθονικά και διαφοροποιήθηκαν από αυτά κατά τη διάρκεια του Μέσου Ιουρασικού (Culver, 1993). Αιωρούνται στην υδάτινη στήλη.

Τα τρηματοφόρα είναι εξαιρετικά άφθονα και διαδεδομένα και αποτελούν την πιο ποικίλη ομάδα κελυφοφόρων μικροοργανισμών στους σύγχρονους ωκεανούς (Sen Gupta, 1999). Κατοικούν σε ένα ευρύ φάσμα διαφορετικών περιβαλλόντων, ξεκινώντας από την παράκτια ζώνη έως τη βαθιά και αβυσσική θάλασσα (Sen Gupta, 1999) και ανταποκρίνονται άμεσα σε κάθε οικολογικό ερέθισμα του μικροενδιαπτήματός τους (Goldstein, 1999). Εκτιμάται ότι σήμερα ζουν περίπου 5.000 είδη, ενώ 10.000 βρίσκονται απολιθωμένα στις διάφορες ιζηματογενείς αποθέσεις (Flakowski et al., 2005).

Κατά κανόνα, τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα σχεδόν απουσιάζουν από τα νηριτικά περιβάλλοντα και η αφθονία τους αυξάνεται με την αύξηση του βάθους και την απομάκρυνση από την ακτή, ενώ τα βενθονικά τρηματοφόρα αυξάνονται από την υποπαραλιακή ζώνη έως την εξωτερική κρηπίδα και στη συνέχεια μειώνονται δραματικά προχωρώντας προς την ηπειρωτική κατωφέρεια και τη βαθιά θάλασσα (van der Zwaan et al., 1990; van Hinsbergen, 2005). Όμως, η διασπορά των τρηματοφόρων και ιδιαίτερα των βενθονικών, δεν αντιστοιχεί σε καθαρή αναλογία του βάθους, αλλά είναι μία σύνθετη διαδικασία και περικλείει στο μηχανισμό της πολλούς παράγοντες (π.χ. Berger & Diester-Haass, 1988; van der Zwaan et al., 1990, 1999; Sen Gupta, 1999; van Hinsbergen, 2005; Milker, 2010).

Από επιστημονικής πλευράς, η ευρεία εξάπλωση στα διάφορα θαλάσσια περιβάλλοντα, η τεράστια ποικιλομορφία, ανάλογη των οικολογικών συνθηκών και η καλή διατήρηση του ασβεστολιθικού ή συμφυρματοπαγούς κελύφους στο απολιθωματικό αρχείο, καθιστά την ομάδα των τρηματοφόρων ένα εξαιρετικό εργαλείο στην ανασύσταση του παλαιοπεριβάλλοντος και την αξιολόγηση των παλαιοκλιματικών αλλαγών (π.χ. Sen Gupta, 1999; Murray, 2001, 2006). Λόγω του μικρού κύκλου ζωής, τα τρηματοφόρα, μπορούν να χρησιμοποιηθούν ώστε να αξιολογηθούν μέχρι και οι πιο βραχυπρόθεσμες περιβαλλοντικές αλλαγές (Murray, 2001). Η παρούσα μελέτη θα ασχοληθεί με την αξιολόγηση του παλαιοβάθους μέσω των συναθροίσεων των βενθονικών τρηματοφόρων στα κρηπιδικά περιβάλλοντα του νότιου Ευβοϊκού, για το λόγο αυτόν παρακάτω αναλύονται περαιτέρω οι ιδιαίτερες αντιδράσεις τους σε σχέση με τις διάφορες περιβαλλοντικές μεταβλητές και κυρίως το βάθος.

1.4.2. Βενθονικά Τρηματοφόρα ως Δείκτες Παλαιοβάθους

Οι πιο σημαντικές περιβαλλοντικές παράμετροι ελέγχου της διασποράς των βενθονικών τρηματοφόρων στη Μεσόγειο, αλλά και σε άλλες λεκάνες, είναι η διαθεσιμότητα τροφής και η συγκέντρωση διαλυμένου οξυγόνου στο νερό (π.χ. Jorissen et al., 1988, 1995; De Rijk et al., 1999, 2000; Murray, 2001). Γενικά, στην περίπτωση που η οξυγόνωση των υδάτων είναι καλή, η κατανομή των βενθονικών τρηματοφόρων φαίνεται να ακολουθεί τη συγκέντρωση του οργανικού άνθρακα στους παγκόσμιους ωκεανούς, που είναι μέγιστη στην ηπειρωτική κρηπίδα, ενώ μειώνεται με γρήγορο ρυθμό προς μεγαλύτερα βάθη (van der Zwaan et al., 1990).

Πράγματι, στα βαθέων υδάτων βενθικά οικοσυστήματα, οι πανίδες των βενθονικών τρηματοφόρων αντανακλούν κυρίως την ποσότητα της τροφής και του οξυγόνου που φτάνει στον πυθμένα της θάλασσας και τα ανώτερα επιφανειακά ιζήματα (π.χ. De Stigter et al., 1998; Gooday et al. 2003; Jorissen et al., 2007). Παρόμοιες προσαρμογές παρουσιάζουν και οι πανίδες των κρηπιδικών περιβαλλόντων με λεπτόκκοκα υποστρώματα (π.χ. Milker et al., 2009, 2010; Avnaim-Katav et al., 2013, 2015). Ωστόσο, σε καθεστώς ρηχών υδάτων, κοντά στη ξηρά (παράκτια και νηριτικά), η παροχή τροφικών στοιχείων συνήθως δεν αποτελεί πρόβλημα (Loubere & Fariddudin, 1999), αλλά οι συναθροίσεις των βενθονικών τρηματοφόρων επηρεάζονται από επιπρόσθετους παράγοντες, όπως η λιθολογία του υποστρώματος, η θερμοκρασία, η αλμυρότητα, αλλά και από τα επίπεδα του φωτός, την ταχύτητα και το στροβιλισμό των επιφανειακών ρευμάτων (π.χ. Jorissen et al., 1988, 1992, 1995; De Rijk et al., 1999, 2000; Murray, 2001).

Τα βενθονικά τρηματοφόρα χρησιμοποιούνται ευρέως ως δείκτες ανασύστασης του παλαιοβάθους των θαλασσίων υδάτων παγκοσμίως (π.χ. Morigi et al., 2005; Frezza et al., 2005; Casieri & Carboni, 2007; Milker et al., 2011; Drinia & Anastasakis, 2012; Avnaim-Katav et al., 2013, 2015). Εντούτοις, η σχέση ανάμεσα στην κατανομή αυτών και στο βάθος της υδάτινης στήλης, δεν έχει πλήρως κατανοηθεί (van der Zwaan et al., 1999). Παρ' όλα αυτά, πολλές οικολογικές μελέτες έχουν δείξει ότι οι περιβαλλοντικές παράμετροι, που αναφέρθηκαν παραπάνω και καθορίζουν το πλαίσιο διασποράς των βενθονικών τρηματοφόρων, εν μέρει ελέγχονται από τον παράγοντα του βάθους (π.χ. Jorissen et al., 1988; De Rijk et al., 1999; Morigi et al., 2005; Horton et al., 2007; Rossi & Horton, 2009; Milker et al., 2009, 2010).

Για κάθε είδος, που ζει σε ένα συνεχώς μεταβαλλόμενο περιβάλλον, διαφορετικοί παράγοντες ή συνδυασμός παραγόντων ελέγχουν την εξάπλωσή του, τόσο σε επίπεδο χρόνου όσο και τόπου (Frezza & Carboni, 2009). Αυτό εξηγεί γιατί σε κάποιες περιοχές υπάρχει ισχυρή σύνδεση μεταξύ ορισμένων ειδών και κάποιου συγκεκριμένου παράγοντα ή συνδυασμού παραγόντων, ενώ σε άλλες όχι και επίσης την έλλειψη σε τοπικό επίπεδο μίας ομοιογενούς συσχέτισης ανάμεσα στα μεμονωμένα είδη και κάθε οικολογικό παράγοντα (Murray, 1991, 2001).

Συγκεκριμένα, στα μεταβατικά και κρηπιδικά περιβάλλοντα έχει αποδειχθεί ότι οι συναθροίσεις των βενθονικών τρηματοφόρων ακολουθούν μία βαθυμετρική διαβάθμιση, ανάλογα με κάποια συγκεκριμένη οικολογική μεταβλητή, διαφορετική σε κάθε περιοχή (π.χ. Jorissen et al., 1988; De Rijk et al., 1999; Morigi et al., 2005; Horton et al., 2007; Rossi & Horton, 2009; Milker et al., 2009, 2010). Παράδειγμα αποτελούν, μελέτες από τη Μεσόγειο, όπου οι Jorissen (1987) και Morigi et al. (2005) αναφέρουν τη ζώνωση των πανίδων ανάλογα με την παροχή οξυγόνου και τροφής, οι Milker et al. (2009, 2010) ανάλογα με τη σύσταση του υποστρώματος και οι Mendes et al. (2004) ανάλογα με την αλμυρότητα.

Συνεπώς, το βάθος από μόνο του μπορεί να μην είναι η κυρίαρχη μεταβλητή επηρεασμού των βενθονικών συναθροίσεων, όμως επιδρά έμμεσα σε αυτές και, έτσι μέσω ποσοτικών αναλύσεων, η μελέτη τους μπορεί να αποφέρει αξιόλογα αποτελέσματα στην ανασύσταση του παλαιοβάθους ενός ευρέως φάσματος διαφορετικών περιβαλλόντων, σε διάφορες χρονικές κλίμακες (Milker 2011; Avnaim-Katav et al., 2015).

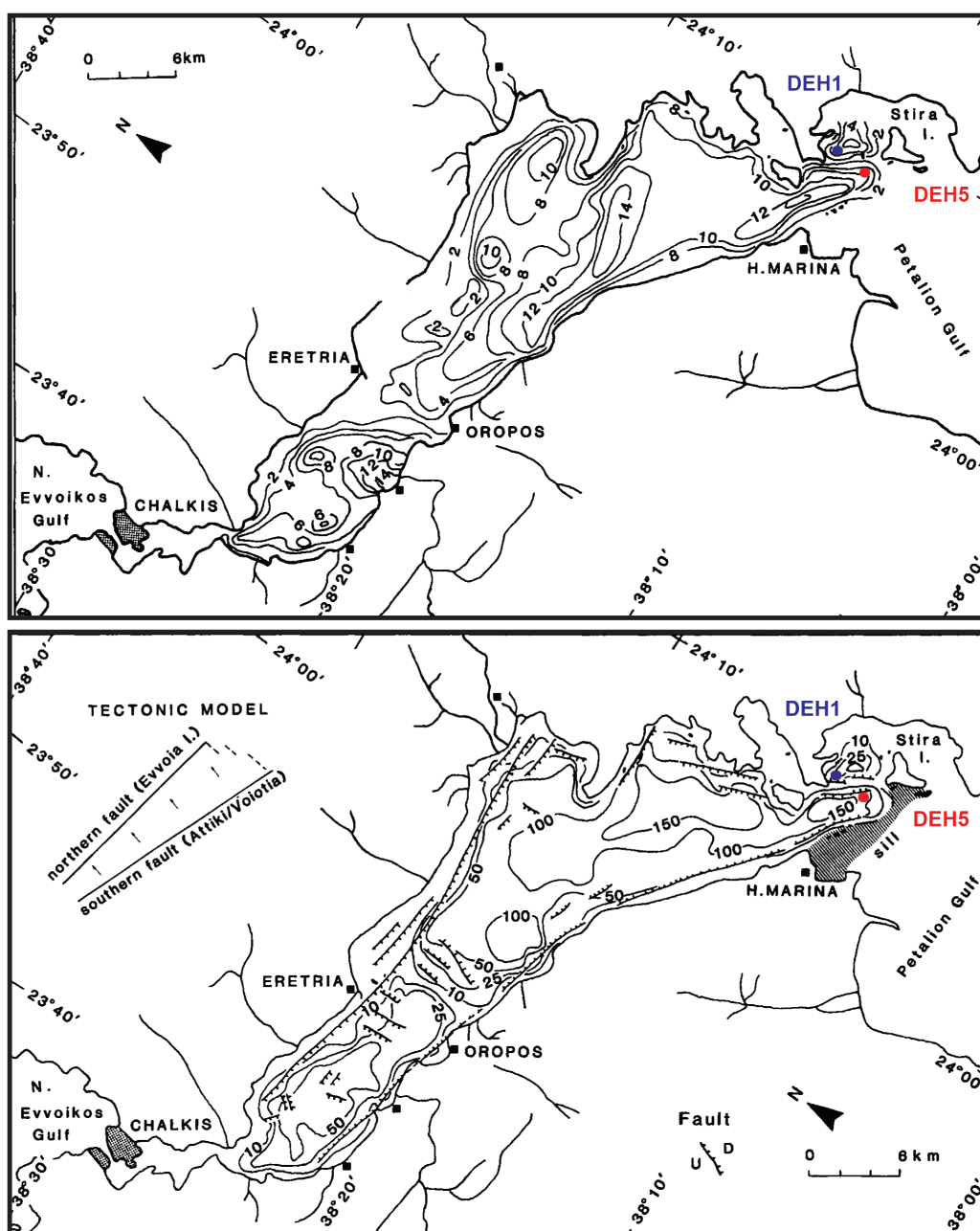
Κεφάλαιο 2.

Υλικό και Μεθοδολογία

2.1. Περιοχή Μελέτης

Ο νότιος Ευβοϊκός κόλπος αποτελεί μία σχετικά αβαθή επιηπειρωτική λεκάνη, επιμήκους μορφολογίας, προσανατολισμένη ΔΒΔ – ΑΝΑ στο δυτικό Αιγαίο και χωρίζει την ηπειρωτική χώρα της Αττικής, από τη νησιωτική χώρα της νότιας Εύβοιας (Papanikolaou et al., 1988; Perissoratis et al., 1989) (**Εικ.2.2**). Από βορρά συνδέεται με το βόρειο Ευβοϊκό κόλπο, μέσω του στενού του Ευρίπου και από νότο καταλήγει στον κόλπο των Πεταλιών και το Αιγαίο πέλαγος, μέσω του διαύλου Αγίας Μαρίνας – Στύρων (Perissoratis et al., 1989; Perissoratis & van Andel, 1991). Δυτικά και ανατολικά οριοθετείται από δύο αντιθετικά, κανονικά ρήγματα, γενικής διεύθυνσεως ΔΒΔ – ΑΝΑ, που ξεκινούν από τα χωριά Αυλίδα και Λιβιάδι αντίστοιχα (Rondoyanni et al., 2007).

Το τεκτονικό βύθισμα που διαμορφώνει τη λεκάνη του νότιου Ευβοϊκού κόλπου, μαζί με αυτά του Μεσσηνιακού, Αργολικού και Σαρωνικού, αντιστοιχεί σε μία σειρά νεοτεκτονικών βυθισμάτων



Εικόνα 2.1: Ισοπαχείς καμπύλες σε m (a) των Ολοκαινικών και (b) των Πλειστοκαινικών ιζημάτων του Νότιου Ευβοϊκού Κόλπου, όπως υπολογίστηκαν με σεισμικά δεδομένα, από τους Perissoratis & Van Andel (1991). Στη (b) εμφανίζονται επίσης και τα ενεργά ρήγματα της περιοχής. Στις απεικονίσεις έχουν προστεθεί και οι θέσεις των υπό μελέτη πυρήνων.

που διαμορφώθηκαν από το Μειόκαινο, στο χώρο του οπισθο-τόξου, στη νότια επέκταση της Κυκλαδικής πλατφόρμας, στην κεντρική Ελλάδα, συνέπεια εφελκυστικών δυνάμεων που εντάσσονται στην τεκτονική δραστηριότητα των Ελληνίδων (Papanikolaou et al., 1988; Perissoratis et al., 1989; Anastasakis et al., 2006). Η προοδευτική πλήρωση της λεκάνης ξεκίνησε κατά το Κατώτερο Τεταρτογενές. Η αλλαγή στο τεκτονικό της καθεστώ, κατά το Ανώτερο Πλειόκαινο, οδήγησε σε ταχύτερο ρυθμό υποβύθισης και δημιουργία βαθύτερων θαλάσσιων συνθηκών. Με την εκδήλωση αυτή ξεκίνησε η ταχεία υποβύθιση των Κυκλάδων και η άνοδος του ΝΔ Αιγαίου. (Anastasakis et al., 2006). Πάντως, οι θαλάσσιες συνθήκες δεν αποκαταστάθηκαν πριν από το Ανώτερο Πλειστόκαινο (Perissoratis & van Andel, 1991).

Η λεκάνη του νότιου Ευβοϊκού κόλπου με τη στενή της έννοια, έχει μήκος 60km και πλάτος 15km, ενώ το μεγαλύτερο βάθος της είναι περίπου 73m (Perissoratis et al., 1989; Perissoratis & van Andel, 1991). Γενικά, παρουσιάζει ομαλό πυθμένα, με κλίσεις περί τη 1° νοτιοανατολικά, ενώ στην ανατολική της ακτή σχηματίζονται απότομες κλιτύες (Perissoratis et al., 1989; Karageorgis, 1992). Συνέχεια αυτής της λεκάνης, αποτελεί ο κόλπος των Πεταλιών, όπου το βάθος του ξεπερνά τα 70m, φτάνοντας μέχρι τα 162m, ενώ και οι κλίσεις του είναι αυξημένες (Karageorgis, 1992). Ο δίαυλος Αγίας Μαρίνας – Στύρων έχει πλάτος 2km και το βάθος του μειώνεται απότομα στα 55m, δηλαδή 18m λιγότερα από το μέγιστο βάθος του κόλπου (Perissoratis et al., 1989). Λόγω των φυσικογεωγραφικών της χαρακτηριστικών, η λεκάνη του νότιου Ευβοϊκού κόλπου, μπορεί να χωριστεί σε δύο επί μέρους υπολεκάνες: μία βόρεια ρηχή, στενή και περικλειστη από τη στεριά και μία νότια πιο ανοιχτή που καταλήγει στα μεγαλύτερα βάθη και κλίσεις του κόλπου των Πεταλιών (Papanikolaou et al., 1988).

Κύρια παροχή γλυκού νερού και ιζηματος, του νότιου Ευβοϊκού κόλπου, είναι ο ποταμός Ασωπός, με ετήσια εκφόρτωση $23 \times 10^6 \text{m}^3$. Το υδρογραφικό δίκτυο της περιοχής συμπληρώνουν ο μικρής έκτασης ποταμός Λίλας και άλλα εφήμερα ρεύματα (Therianos, 1974). Πηγή προέλευσης των ιζημάτων που μεταφέρει η επιφανειακή απορροή είναι τα Ανωτριάδικά μεταμορφωμένα πετρώματα, οι Τριαδικοί έως Ηωκαινικοί ασβεστόλιθοι και τα Νεογενή έως Τεταρτογενή ποταμοχειμάρια ιζήματα της γύρω ηπειρωτικής περιοχής (Perissoratis et al., 1989; Karageorgis, 1992).

Τα ολοκαινικά επιφανειακά ιζήματα του πυθμένα, μέγιστου πάχους 14m (**Εικ.2.1a**), βρίσκονται διατεταγμένα σε παράλληλες στρώσεις και γενικά αντιπροσωπεύουν αποθέσεις ανοιχτής θάλασσας. Από κοκκομετρική άποψη, κυριαρχούν ο πηλός και η άργιλος, ενώ η άμμος εμφανίζεται μόνο στις ρηχές παράκτιες περιοχές, σε ποσοστό 50%. Αντίθετα, τα υποκείμενα πλειστοκαινικά ιζήματα υπερβαίνουν τα 200m πάχος (**Εικ.2.1b**). Τα τελευταία, εμφανίζονται στρωματοποιημένα, αποτέλεσμα των σύγχρονων διακυμάνσεων της θαλάσσιας στάθμης και αντιπροσωπεύουν αποθέσεις ρηχών υδάτων, σε καθεστώς παγετώδους περιόδου (Lykousis & Kouroumbali, 1984; Perissoratis et al., 1989; Perissoratis & van Andel, 1991; Karageorgis, 1992).

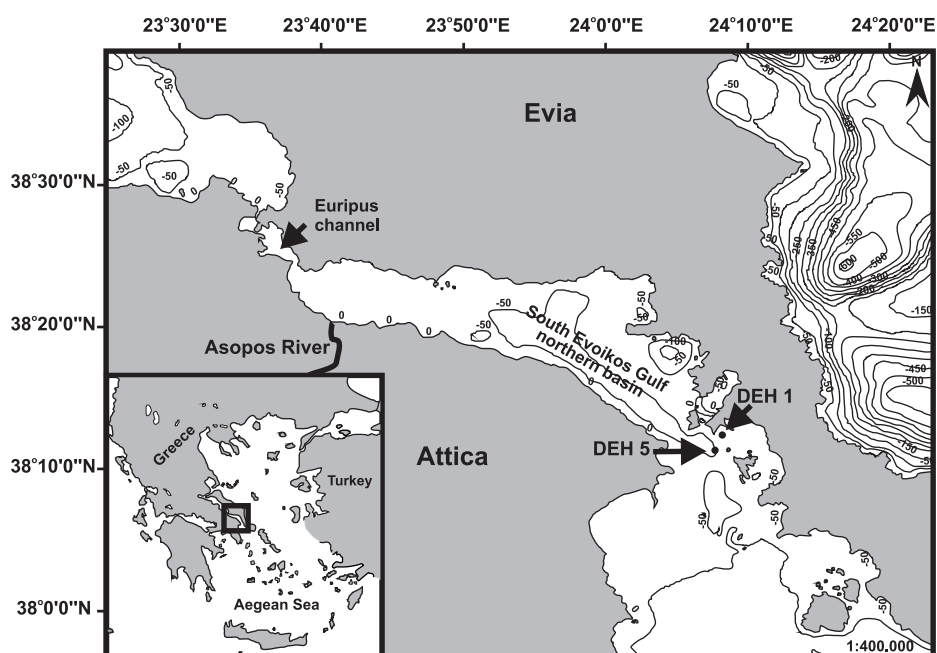
Σύμφωνα με τους Perissoratis & van Andel (1991), η απόθεση των τεταρτογενών θαλάσσιων ιζημάτων έγινε σε δύο ξεχωριστές υπολεκάνες, που σχηματίζονταν έως το Κατώτερο Ολόκαινο, λόγω του υβώματος Ερέτριας – Ωροπού. Το ύψωμα αυτό έχει διεύθυνση ΒΝ και χώριζε το νότιο Ευβοϊκό κόλπο σε μία ανατολική και μία δυτική υπολεκάνη. Τα πλειστοκαινικά ιζήματα παρουσιάζονται

στρωματοποιημένα μόνο στην ανατολική υπολεκάνη, ενώ στη δυτική δεν μπορούν να αναγνωριστούν στρώσεις. Συμπεραίνεται λοιπόν ότι, κατά τη διάρκεια της χαμηλής στάθμης της θάλασσας του Πλειστοκαίνου, η ανατολική λεκάνη αποτελούσε λίμνη εμφανώς επηρεασμένη από τις αλλαγές στη στάθμη της θάλασσας. Οι θαλάσσιες συνθήκες επέστρεψαν στην ανατολική υπολεκάνη όταν το θαλάσσιο επίπεδο βρισκόταν στα -55m, ενώ στη δυτική άργησαν να εγκατασταθούν (μετά τα -35m). Επίσης οι ίδιοι ερευνητές παρατηρούν ότι, στο βόρειο τμήμα του κόλπου των Πεταλιών, το πάχος των τεταρτογενών θαλάσσιων ιζημάτων είναι σημαντικά μικρό, υπονοώντας ότι η περιοχή του διαύλου Αγίας Μαρίνας – Στύρων παρέμεινε ρηχή έως το Ανώτερο Τεταρτογενές.

Συνοπτικά, η παλαιογεωγραφική εξέλιξη του νότιου Ευβοϊκού κόλπου, σύμφωνα με τους (Perissoratis et al., 1989) περιλαμβάνει:

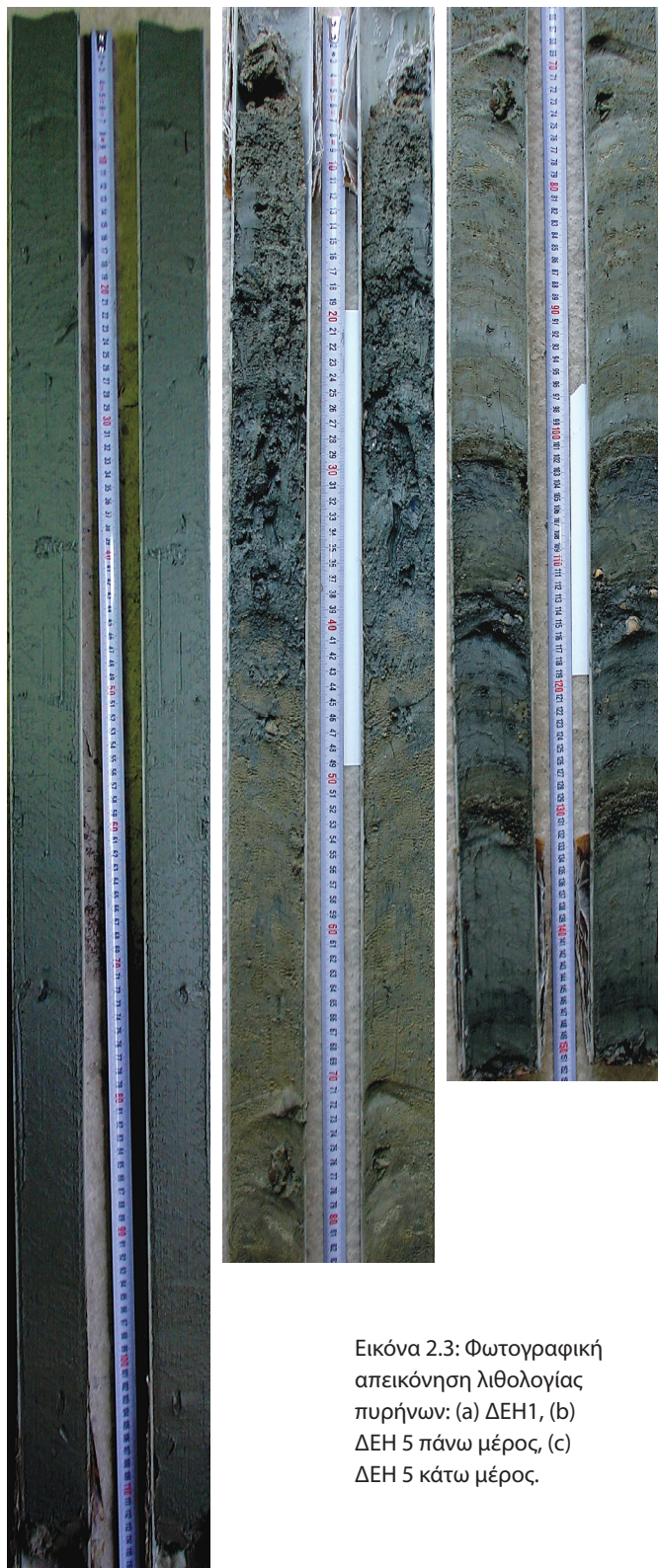
- Τη δημιουργία του κόλπου, αποτέλεσμα ηπειρωτικών κινήσεων και στη συνέχεια τεκτονικών κατακόρυφων μετατοπίσεων, που έλαβαν χώρα στο τέλος του Ολιγοκαίνου – κατώτερου Μειοκαίνου.
- Την πλήρωση της γεννηθείσας τάφρου από λιμναία ιζήματα κατά το ανώτερο Μειοκαίνο.
- Την είσοδο της θάλασσας κατά τη διάρκεια του Πλειστοκαίνου και την έναρξη της θαλάσσιας ιζηματογένεσης στις δύο υπολεκάνες που σχηματίζονταν εκείνο το διάστημα λόγω του υβώματος Ερέτριας – Ωροπού (το ύψωμα διευθύνσεως Β – Ν χωρίζει τη λεκάνη σε ανατολική και δυτική).
- Τέλος, τις αλλαγές της στάθμης της θάλασσας της περιόδου του Τεταρτογενούς, που επηρέασαν μόνο το τμήμα των Πλειστοκαινικών αποθέσεων της δυτικής πλευράς του κόλπου και ταυτόχρονα, τη σταδιακή διάνοιξη του κόλπου.

Η υπό μελέτη περιοχή βρίσκεται ΒΔ του νησιωτικού συμπλέγματος των Στυρονησίων. Οι δύο πυρήνες που θα μελετηθούν, ΔΕΗ1 και ΔΕΗ5, έχουν συλλεχθεί από τα σημεία με γεωγραφικές συντεταγμένες N38°12'23.1228», E24°8'14.2404 και N38°11'19.3992», E24°7'46.9488 αντίστοιχα (**Εικ.2.2**).



Η θέση αυτή αντιστοιχεί στο «άνοιγμα» προς τη νότια υπολεκάνη μέσω του διαύλου Αγίας Μαρίνας – Στύρων.

Εικόνα 2.2: Γεωγραφική τοποθέτηση Νότιου Ευβοϊκού κόλπου και θέσεις πυρήνων ΔΕΗ 1 και ΔΕΗ 5.



Εικόνα 2.3: Φωτογραφική απεικόνιση λιθολογίας πυρήνων: (α) ΔΕΗ1, (β) ΔΕΗ 5 πάνω μέρος, (γ) ΔΕΗ 5 κάτω μέρος.

2.2. Περιγραφή Πυρήνων

Στην παρούσα μελέτη χρησιμοποιήθηκαν δύο πυρήνες ιζήματος, με την ονομασία ΔΕΗ1 και ΔΕΗ5, οι οποίοι συλλέχθηκαν με πυρηνολήπτη βαρύτητας, τύπου «BENTHOS», από τα 70 και 75.5m βάθος, αντίστοιχα. Η στήλη ιζήματος κάθε πυρήνα κλείστηκε αεροστεγώς στον πλαστικό σωλήνα του πυρηνολήπτη και διατηρήθηκε στο εργαστήριο σε θερμοκρασία παρόμοια με αυτή του βυθού (14-15 °C) μέχρι να κοπεί.

Στο εργαστήριο συνοπτικά πραγματοποιήθηκαν οι εξής εργασίες:

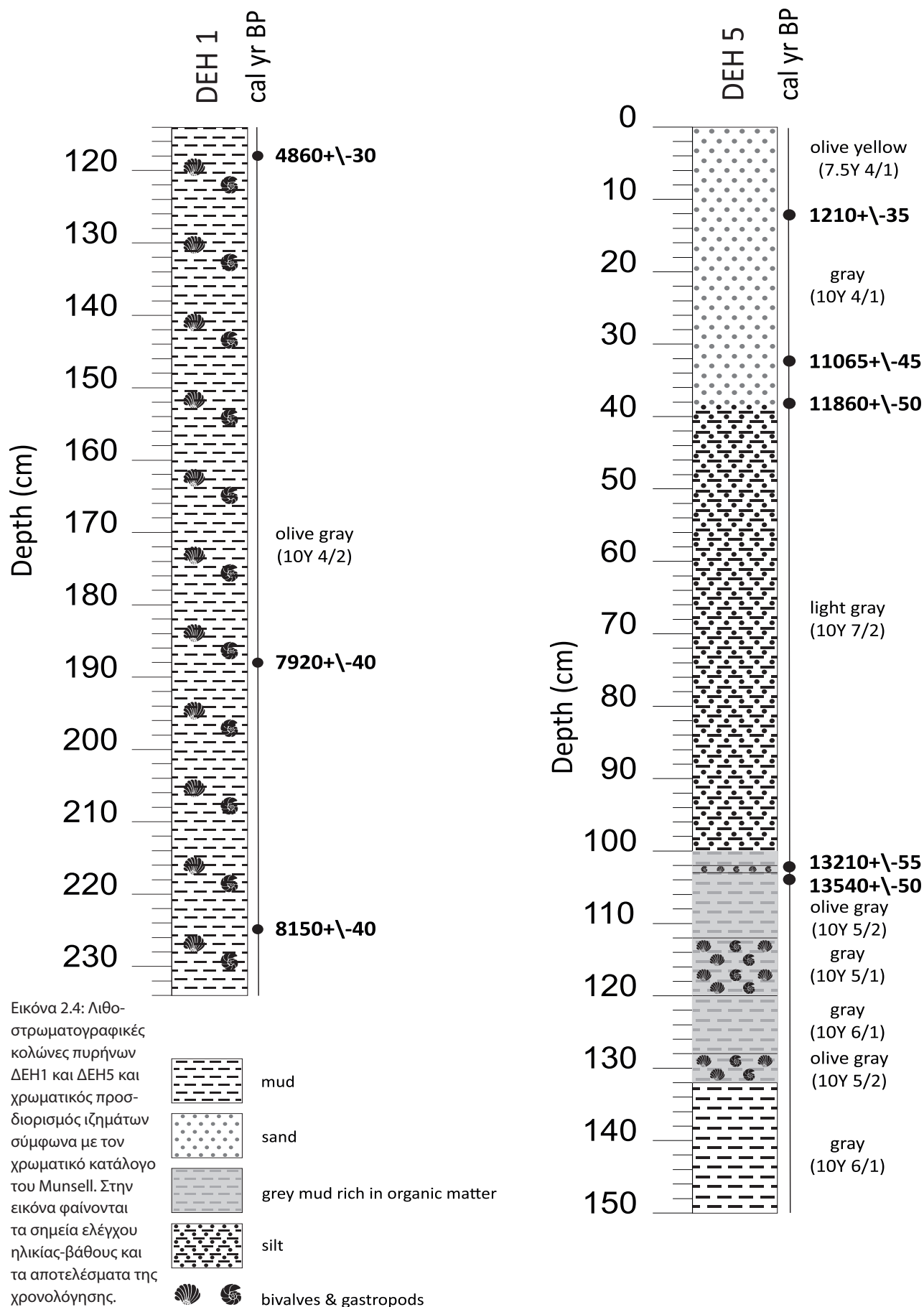
- διαίρεση κατά μήκος των πυρήνων,
- κόψιμο των επιμέρους τεμαχίων και άνοιγμα των πυρήνων,
- μέτρηση ακριβούς μήκους,
- φωτογράφιση (Εικ. 2.3 α, β, γ),
- λεπτομερής λιθολογική περιγραφή των επιμέρους στρωμάτων των ιζημάτων,
- καταγραφή των μακροσκοπικών βιογεωών συστατικών,
- χρωματικός προσδιορισμός και περιγραφή σύμφωνα με το χρωματικό κατάλογο του Munsell.

Μετά την κοπή το ένα ήμισυ των πυρήνων αποθηκεύτηκε στο αρχείο, ενώ το άλλο δόθηκε προς μελέτη.

Ο πυρήνας ΔΕΗ1 έχει μήκος 234cm, όμως διαθέσιμο για τη μικροποαλιοντολογική ανάλυση ήταν το κατώτερο τμήμα του, από τα 116 έως τα 234cm. Σε αυτά τα εκατοστά η υφή των ιζημάτων φαίνεται να είναι

σταθερή και χαρακτηρίζεται ως πηλιτική. Ομοίως και το χρώμα είναι σταθερό και προσδιορίστηκε ως λαδί γκρι (Olive gray: 10Y 4/2). Σε όλο το μήκος του πυρήνα εμφανίζονται κελύφη και θραύσματα διθύρων και γαστερόποδων (Εικ. 2.4).

Ο πυρήνας ΔΕΗ5 έχει μήκος 150cm και ήταν ολόκληρος διαθέσιμος. Η λιθολογία του χαρακτηρίζεται ως εξής: από τα 0 έως τα περίπου 30cm άμμος, χρώματος λαδί κίτρινου (Olive yellow:



7.5Y 6/3), που περίπου στη μέση αλλάζει σε γκρι (Grey: 10Y 4/1), από τα 30cm έως τα περίπου 100cm ιλύς, χρώματος ανοιχτού γκρι (Light grey: 10Y 7/2), από τα 100 έως τα περίπου 132cm πηλός πλούσιος σε οργανικό υλικό, με ορίζοντες που περιέχουν κελύφη και θραύσματα διθύρων και γαστερόποδων, χρώματος λαδί γκρι (Olive gray: 10Y 5/2), όπου στο δεύτερο κελυφοφόρο ορίζοντα αλλάζει σε γκρι (Grey: 10Y 5/1), μετά σε γκρι (Grey: 10Y 6/1) και στον τρίτο κελυφοφόρο ορίζοντα γίνεται πάλι λαδί γκρι (Olive gray: 10Y 5/2) και τέλος πηλός χρώματος γκρι (Grey: 10Y 6/1) (**Εικ. 2.4**).

2.3. Μικροπαλαιοντολογική Ανάλυση

2.3.1. Παρασκευή Μικροπαλαιοντολογικών Δειγμάτων

Για τους σκοπούς της μικροπαλαιοντολογικής μελέτης, από τους παραπάνω περιγραφέντες πυρήνες, πάρθηκαν δείγματα πάχους περίπου 1cm, ανά 2cm για τον πυρήνα ΔΕΗ1, λόγω των σταθερών λιθολογικών του χαρακτηριστικών και ανά 1cm για τον πυρήνα ΔΕΗ5. Όπου κρίθηκε αναγκαίο η δειγματοληψία ήταν πυκνότερη. Μέσω αυτής της διαδικασίας συνολικά συλλέχθηκαν 56 δείγματα από τον πυρήνα ΔΕΗ1 και 88 από τον πυρήνα ΔΕΗ5 και ονομάστηκαν ανάλογα με το μέσο βάθος σε cm που αντιστοιχούν. Στη συνέχεια, όλα τα δείγματα τοποθετήθηκαν για μερικές βδομάδες σε θερμοκρασία περίπου 50°C, ώστε να εξατμιστεί η οποιαδήποτε υγρασία υπήρχε στο ίζημα.

Για την παρασκευή κατάλληλου υλικού για μικροπαλαιοντολογική παρατήρηση, για καθένα από τα ξηρά πλέον δείγματα ζυγίστηκαν 20gr, με ηλεκτρονικό ζυγό ακριβείας τεσσάρων δεκαδικών ψηφίων και μέσω υγρής κοσκίνισης αποσπάρθηκε το κλάσμα των >125μm από αυτά. Μετά από επαναξήρανση το κλάσμα αυτό διαιρέθηκε περαιτέρω, σε μικρότερα ίσα κλάσματα με τη βοήθεια διαχωριστή Otto Microsplitter, έτσι ώστε να καταλήξει σε μία ποσότητα από την οποία μπορούν να συλλεχθούν 200-300 άτομα βενθονικών τρηματοφόρων (π.χ. Murray, 1991, 2006). Όπου η συλλογή του επιθυμητού αριθμού βενθονικών τρηματοφόρων δεν ήταν τελικά εφικτή μελετήθηκε ολόκληρο το δείγμα και στις περιπτώσεις που τα άτομα δεν κατάφεραν να ξεπεράσουν τα 30, το δείγμα απορρίφθηκε από τη στατιστική ανάλυση.

2.3.2. Συστηματική Ταξινόμηση Βενθονικών Τρηματοφόρων

Το υλικό που παρασκευάστηκε για την μικροπαλαιοντολογική παρατήρηση μελετήθηκε κάτω από στερεοσκόπιο προσπίπτοντος φωτός τύπου Leica MZ 12.5. Τα άτομα των βενθονικών τρηματοφόρων συλλέχθηκαν με τη βοήθεια πινέλου N°000 και κολλήθηκαν με ειδική κόλλα (Gome Adraganth) σε μικροπαλαιοντολογικά πλακίδια τύπου Charman. Λεπτομερέστερη παρατήρηση, όπως και φωτογράφιση των διαφόρων ατόμων έγινε με τη βοήθεια ηλεκτρονικού μικροσκοπίου (SEM) τύπου Jeol JMS 6360.

Η συστηματική ταξινόμηση των βενθονικών τρηματοφόρων σε επίπεδο είδους ακολούθησε αυτή των Loeblich & Tappan (1987) και βασίστηκε σε ποικίλους πίνακες και περιγραφές γνωστών δημοσιεύσεων συστηματικής ταξινόμησης τρηματοφόρων για την περιοχή της Μεσογείου όπως Jorissen (1988), Sgarrella & Moncharmont Zei (1993), Milker & Schmiedl (2012), αλλά και στους ηλεκτρονικούς καταλόγους www.foraminifera.eu και www.marinespecies.org/foraminifera.

Με την ολοκλήρωση της διαδικασίας της ταξινόμησης για κάθε δείγμα υπολογίστηκε ο αριθμός των ατόμων κάθε είδους και τα αποτελέσματα καταγράφηκαν σε πίνακες. Στη συνέχεια, υπολογίστηκε η σχετική αφθονία κάθε είδους ανά δείγμα (ως το ποσοστό % αυτού στο δείγμα).

2.4. Ποσοτική και Στατιστική Ανάλυση Πανίδας

2.4.1. Αφθονία, Ποικιλότητα και Επικράτηση Ειδών

Με βάση τη σχετική τους αφθονία στο δείγμα τα είδη ταξινομήθηκαν σε επικρατούντα (>20%), συχνά (20-10%), συμπληρωματικά (10-5%) και σπάνια (<5%) (σύμφωνα με Mendes et al., 2004). Για την καλύτερη κατανόηση της κατανομής της πανίδας των βενθονικών τρηματοφόρων κατά μήκος των πυρήνων, η σχετική αφθονία των κύριων ειδών (>5%: επικρατούντα, συχνά και συμπληρωματικά) απεικονίστηκε σε διαγράμματα σε σχέση με το βάθος (cm) του αντίστοιχου πυρήνα αλλά και σύμφωνα με τις συγχωνεύσεις ειδών ή μορφότυπων που έγιναν προς απλοποίηση (Βλ. παράγραφο 2.5) (**Εικ. 3.1, 3.2, 3.6, 3.7**).

Η ποικιλότητα των ειδών ανά δείγμα ποσοτικοποιήθηκε μέσω των δεικτών: Species Richness (S), Fisher alpha (Fisher et al., 1943) και Shannon-Wiener (H') (Shannon & Weaver, 1949). Ο υπολογισμός των δεικτών αυτών έγινε μέσω του λογισμικού ανάλυσης δεδομένων Past (Palaeontological Statistics) έκδοση 3.01 (Hammer et al., 2001). Ο δείκτης Species Richness (S) αντιστοιχεί στο σύνολο των ειδών που εμφανίζονται στο δείγμα, ο δείκτης Fisher alpha συσχετίζει τον αριθμό των ειδών (a) με τον αριθμό των ατόμων (n) μέσα από την εξίσωση $S = a \ln(1+n/a)$, ο δείκτης Shannon-Wiener (H') μετρά την αβεβαιότητα (entropy) ένα τυχαίο άτομο να ανήκει σε ένα συγκεκριμένο είδος, όμως αποτελεί αξιόπιστο δείκτη ποικιλότητας και υπολογίζεται από την εξίσωση $H' = -\sum p_i \ln p_i$, όπου p_i είναι η σχετική αφθονία ενός είδους στο δείγμα i. Επιπλέον, μέσω του ίδιου λογισμικού υπολογίστηκε και ο δείκτης επικράτησης Dominance (D) ανά δείγμα, από την εξίσωση $D = \sum (n_i/n)^2$, όπου n_i είναι ο αριθμός των ατόμων ανά είδος i και n ο συνολικός αριθμός των ατόμων στο δείγμα. Ο δείκτης D μπορεί να πάρει τιμές από 0, όταν όλα τα είδη συμμετέχουν στο ίδιο δείγμα (σταθερό περιβάλλον), μέχρι 1, όταν ένα είδος καθορίζει όλη την πανίδα (περιορισμένο περιβάλλον). Με την ολοκλήρωση του υπολογισμού των δεικτών, κατασκευάστηκαν τα διαγράμματα αυτών σε σχέση με το βάθος (cm) του πυρήνα (**Εικ. 3.3, 3.8**).

Η ερμηνεία των αποτελεσμάτων της ποικιλότητας των ειδών έγινε σύμφωνα με τον Murray (1991, 2006). Έτσι, για το δείκτη Fisher alpha τιμές <4 θεωρείται ότι συνήθως αντιστοιχούν σε μεταβατικά ή υφάλμυρα περιβάλλοντα, τιμές <6 σε κανονικά θαλάσσια ή υπερύαλα λιμνοθαλάσ-

σια περιβάλλοντα, ενώ τιμές από 5 έως 20 παρουσιάζουν τα κρηπιδικά ή βαθιά θαλάσσια περιβάλλοντα. Αντίστοιχα, για το δείκτη Shannon-Wiener (H') τιμές <2.5 αντιστοιχούν σε μεταβατικά περιβάλλοντα, ενώ τα κρηπιδικά ή βαθύαλα περιβάλλοντα συνήθως παίρνουν τιμές από 1.51 έως 3.5. Ακόμη, για τον καλύτερο προσδιορισμό του περιβάλλοντος μέσω της ποικιλότητας των ειδών του κάθε πυρήνα, κατασκευάστηκαν τα διαγράμματα της σχέσης των δεικτών $H' - \alpha$ σε κάθε δείγμα και συγκρίθηκαν με το πρότυπο διάγραμμα που έχει δοθεί από τον Murray (Murray 2006, σελ:254) (**Εικ. 3.4, 3.9**).

Τέλος, υπολογίστηκε το συνολικό ποσοστό του κάθε τύπου κελύφους των βενθονικών τρηματοφόρων (πορσελανώδες, υαλώδες, συμφυρματοπαγές) ανά δείγμα, από τα οποία κατασκευάστηκαν τριγωνικά διαγράμματα (**Εικ. 3.5, 3.10**) που συγκρίθηκαν με πρότυπα διαγράμματα του Murray (2006, σελ.: 251).

2.4.2. Πολυπαραγοντική Στατιστική Ανάλυση

Με τη βοήθεια του λογισμικού ανάλυσης δεδομένων Past (Palaeontological Statistics) έκδοση 3.01 (Hammer et al., 2001) εκτελέστηκε Ιεραρχική Ανάλυση κατά συστάδες τύπου Q, με σκοπό την ομαδοποίηση δειγμάτων που αντιστοιχούν σε διακριτές περιβαλλοντικές συνθήκες, στον κάθε πυρήνα ξεχωριστά αλλά και στο σύνολο των δειγμάτων των δύο πυρήνων, ώστε να ανιχνευτούν τυχόν ομοιότητες των συναθροίσεων και κατά συνέπεια των βιοφάσεων μεταξύ αυτών (**Εικ. 3.11, 3.12, 3.13**).

Προκειμένου να αξιολογηθούν οι ομοιότητες ανάμεσα στο περιεχόμενο των δειγμάτων χρησιμοποιήθηκε ο αλγόριθμος UPMGA, μέσω του δείκτη ομοιότητας Bray-Curtis. Ο δείκτης αυτός, ο οποίος βασίζεται περισσότερο στη σχετική αφθονία των επικρατέστερων ειδών, περιγράφει την ομοιότητα στη σύνθεση των δειγμάτων, συγκρίνοντάς τα κατά ζεύγη (Bray & Curtis, 1957).

Προς απλοποίηση της βάσης δεδομένων, έτσι ώστε να επιτευχθεί το καλύτερο δυνατό αποτέλεσμα ομαδοποίησης, μόνο τα είδη που ξεπερνούν το 5% τουλάχιστον σε ένα δείγμα θεωρήθηκαν σημαντικά για την ιεραρχική ανάλυση κατά συστάδες τύπου Q (Patterson & Fishbein, 1989; Fishbein & Patterson, 1993). Επιπλέον, όπου κρίθηκε σκόπιμο, είδη ή μορφότυποι ειδών με εμφάνιση $<5\%$ συναθροίστηκαν σε ευρύτερες ταξινομικές ομάδες (Βλ. παράγραφο 2.5)

Στα δενδρογράμματα που παρήγαγε η παραπάνω διαδικασία αναγνωρίστηκαν συναθροίσεις με κοινές οικολογικές προτιμήσεις και ονομάστηκαν με βάση τα επικρατούντα σε αυτές είδη και οι αντίστοιχες βιοφάσεις που ερμηνεύτηκαν με βάση το περιβάλλον που προτιμά η συνάθροιση στην οποία αντιστοιχούν.

2.5. Απλοποίηση Βάσης Δεδομένων και Ταξινομικές Παρατηρήσεις

Για την απλοποίηση των δεδομένων με σκοπό την πολυπαραγοντική στατιστική ανάλυση έγιναν οι εξής συγχωνεύσεις στα εμφανιζόμενα είδη ή μορφότυπους:

- Σύμφωνα με το Jorissen (1988), το είδος *Ammonia parkinsoniana* έχει δύο μορφότυπους, τους *Ammonia parkinsoniana* forma *parkinsoniana* και *Ammonia parkinsoniana* forma *tepida*. Και στους δύο πυρήνες που μελετήθηκαν, σε όλα τα δείγματα επικρατεί ο μορφότυπος *Ammonia parkinsoniana* forma *tepida*, έτσι κατασκευάστηκε η ομάδα *Ammonia tepida* group που περιέχει και τα μικρά ποσοστά του δεύτερου μορφότυπου. Άλλωστε, εκτός από κάποιες ελάχιστες βαθυμετρικές προτιμήσεις που παρατήρησε ο εν λόγω συγγραφέας στα παράλια της Αδριατικής (Jorissen, 1988) το μικροενδιαίτημα των ειδών αυτών μορφοτύπων είναι το ίδιο.
- Στο είδος *Aubignyna perlucida*, του πυρήνα ΔΕΗ5, περιέχονται και κάποιες πολύ περιορισμένης εμφάνισης, δύσμορφες μορφές που αρχικά προσδιορίστηκαν ως *Aubignyna* spp.
- Τα είδη *Cibicides lobatulus* και *Cibicides refulgens*, αν και αποτελούν γενετικά διαφορετικά είδη (Schweizer, 2006), συχνά ομαδοποιούνται μαζί στις παλαιοοικολογικές μελέτες (π.χ. Hageman, 1979; Verhallen, 1991), λόγω μορφολογικής ομοιότητας και την παρατήρηση ενδιάμεσων μορφών μεταξύ των δύο ειδών (Verhoeve, 1971; Hageman, 1979; Van der Zwaan, 1982; Verhallen, 1991; Jonkers et al., 2002). Επίσης παρουσιάζουν κοινές οικολογικές προτιμήσεις ως τυπικά νηριτικά επιπανιδικά είδη που ζουν ισχυρά προσκολλημένα στο υπόστρωμα και συνήθως καταγράφονται σε ζώνες αυξημένης ενέργειας (Schweizer, 2006). Η παρούσα ομάδα λόγω πλειοψηφίας του είδους *Cibicides lobatulus* ονομάστηκε *Cibicides lobatulus* group.
- Στο είδος *Elphidium granosum* δεν έχει γίνει ο περαιτέρω διαχωρισμός των μορφότυπων *Elphidium granosum* forma *granosum* και *Elphidium granosum* forma *lidoense* (Jorissen, 1988), γιατί, αν και εμφανίζονται και οι δύο, επί των πανίδων των πυρήνων επικρατεί πάντα ο μορφότυπος *Elphidium granosum* forma *granosum*.
- Η ομάδα *Elphidium* spp., του πυρήνα ΔΕΗ1, αντιστοιχεί κυρίως στην εμφάνιση του είδους *Elphidium granosum* και μαζί του έχουν συγχωνευτεί και τα υπόλοιπα είδη της οικογένειας Elphidiidae λόγω των πολύ μικρών επιμέρους ποσοστών, αλλά κάποιων συνολικά κοινών περιβαλλοντικών προτιμήσεων (π.χ. κανονική θαλάσσια αλμυρότητα).
- Στο είδος *Elphidium roeyanum*, του πυρήνα ΔΕΗ5 απαντώνται και οι δύο μορφότυποι που διέκρινε ο Jorissen (1988), *Elphidium roeyanum* forma *roeyanum* και *Elphidium roeyanum* forma *decipiens*, όμως επειδή στα δείγματα του πυρήνα η διάκριση δεν είναι σαφής και παρατηρείται η παρουσία πολλών ενδιάμεσων μορφών ο διαχωρισμός αυτών δεν έγινε.

- Η ομάδα *Miliolina* αντιστοιχεί στην Υπέρταξη *Miliolina* και σε αυτή έχουν ενταχθεί όλα τα είδη που εμφανίζονται στους πυρήνες και ανήκουν ταξινομικά στην Υπέρταξη αυτή.
- Τα είδη *Textularia agglutinans*, *T. gramen*, *T. pseudogramen*, *T. bocki*, *T. calva*, που σύμφωνα με τον Rasmussen (2005) η συστηματική τους ταξινόμηση δεν είναι ξεκάθαρη στη βιβλιογραφία και τα είδη μοιάζουν μεταξύ τους, συγχωνεύτηκαν κάτω από το όνομα *Textularia agglutinans* group, αφού οι μορφές που εμφανίζονται στα δείγματα των πυρήνων ταιριάζουν καλύτερα στην περιγραφή του είδους *Textularia agglutinans* (Milker & Schmiedl, 2012).
- Επιπρόσθετα, για τον πυρήνα ΔΕΗ1, επειδή η ομάδα *Textularia agglutinans* group είναι κυρίαρχη όλων των συμφυρματοπαγών μορφών και καμία από τις άλλες μορφές δεν ξεπερνά το 5% ομαδοποιήθηκαν μαζί στην ομάδα Agglutinans (= *Textularia agglutinans* group + υπόλοιπα συμφυρματοπαγή είδη).

2.6. Χρονολόγηση Πυρήνων

Για τη χρονολόγηση των πυρήνων συλλέχτηκε από τα επιθυμητά βάθη η ποσότητα των 10-20mg βιογενών συστατικών του ιζήματος, όπως κελύφη ή θραύσματα κελυφών τρηματοφόρων, οστρακώδων, γαστερόποδων και διθύρων. Τρεις χρονολογήσεις ραδιενεργού άνθρακα διεξήχθησαν στα επίπεδα 117-120cm, 187-189cm και 224-226cm για τον πυρήνα ΔΕΗ1, και ΔΕΗ5 χρονολογήσεις στα επίπεδα 12-13cm, 32-33cm, 38-39cm, 102-103cm και 103-104cm για τον πυρήνα ΔΕΗ5, μέσω της μεθόδου AMS στο εργαστήριο "Beta Analytic Inc.", στο Μαϊάμι της Φλόριντα των Η.Π.Α. (**Εικ.2.4**). Η βαθμονόμηση των ραδιοχρονολογήσεων σε σχέση με το ηλιακό ημερολόγιο έγινε μέσω του προγράμματος Calib 5.1 (Stuiver et al., 2005) και τη χρήση της καμπύλης MARINE 04, που περιέχει τη διόρθωση για την παγκόσμια ωκεάνια δεξαμενή περίπου 400 χρόνων (Stuiver & Reimer, 1993). Οι ηλικίες μεταξύ των σημείων ελέγχου ηλικίας-βάθους καθορίστηκαν με γραμμική παρεμβολή (linear interpolation).

Κεφάλαιο 3.

Αποτελέσματα

3.1. Κατακόρυφη Κατανομή Πανίδας

3.1.1. Πυρήνας ΔΕΗ1

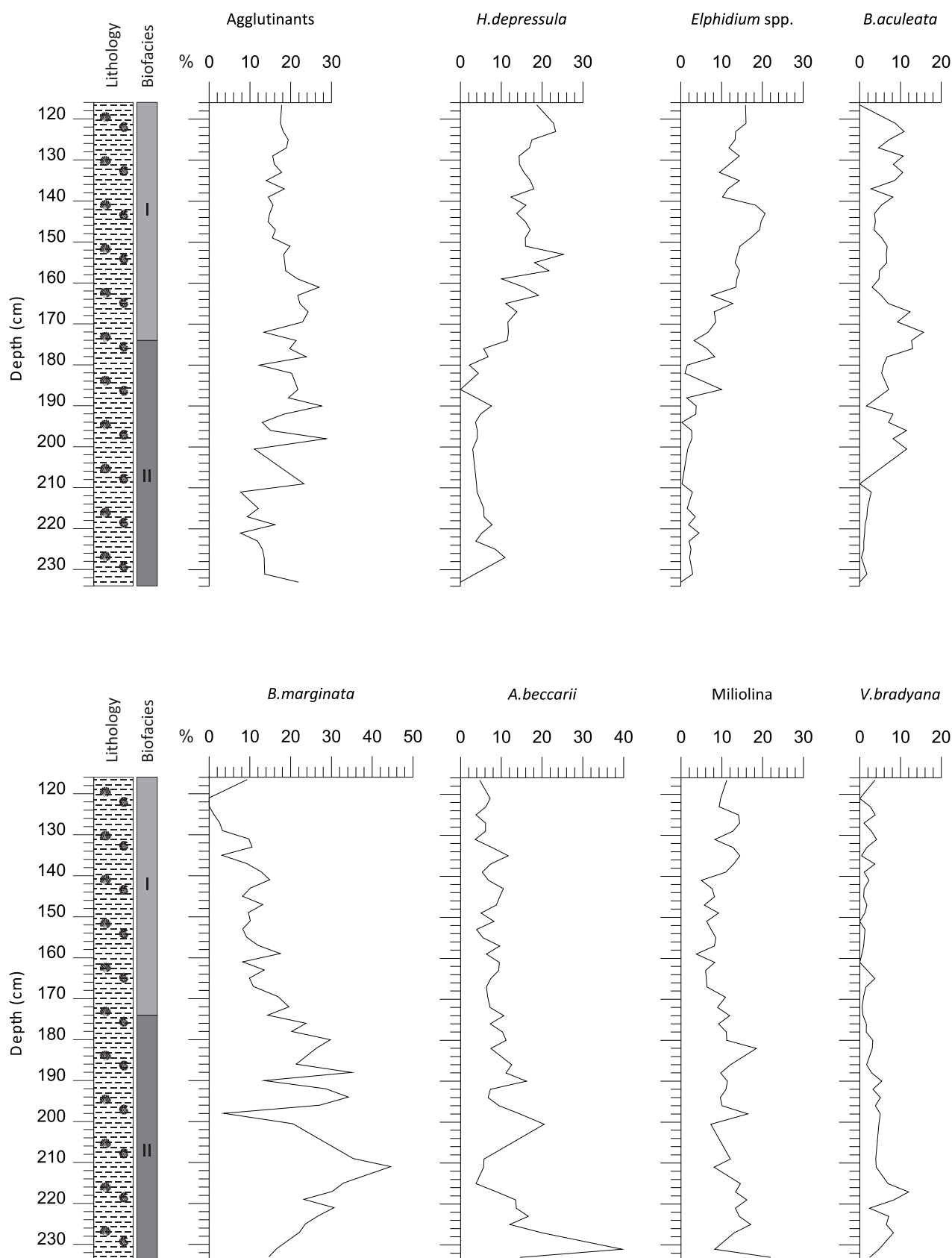
Συνολικά αναγνωρίστηκαν 135 είδη ή ομάδες ειδών βενθονικών τρηματοφόρων, τα οποία ανήκουν σε 61 διαφορετικά γένη. 77 από αυτά είναι υαλώδη, 55 πορσελανώδη και 3 συμφυρματοπαγή. Επικρατέστερα, στο σύνολο του πυρήνα, με σχετική αφθονία >20%, τουλάχιστον σε ένα δείγμα, είναι τα είδη ή ομάδες ειδών: *Textularia agglutinans* group, *Ammonia beccarii*, *Bulimina marginata*, *Haynesina depressula* και *Elphidium* spp., συχνά, με σχετική αφθονία >10%, είναι τα είδη: *Bulimina aculeata* και *Valvulineria bradyana*, ενώ συμπληρωματικά, με σχετική αφθονία >5%, είναι τα είδη ή ομάδες ειδών: *Cassidulina carinata*, *Cibicides lobatulus* group, *Nonionella turgida*, *Reussella spinulosa* και *Ammonia tepida* group. Στις **Εικόνες 3.1** και **3.2** παρουσιάζεται η κατακόρυφη κατανομή των κύριων ειδών σε σχέση με το βάθος του πυρήνα.

Τα είδη *Ammonia beccarii* και *Bulimina marginata*, φαίνεται να επικρατούν στα βαθύτερα εκατοστά του πυρήνα, ενώ προς τα πάνω τα ποσοστά τους μειώνονται, αφήνοντας το προβάδισμα στα είδη *Haynesina depressula* και *Elphidium* spp., που προηγουμένως βρισκόντουσαν σε πολύ χαμηλότερα ποσοστά. Τα συμφυρματοπαγή (Agglutinants) διατηρούν αρκετά υψηλά ποσοστά, συνήθως >15%, σε όλο το μήκος του πυρήνα. Τα πορσελανώδη (*Miliolina*) παρουσιάζουν ποσοστά κοντά στο 15% με 10%. Παράλληλα, διακυμάνσεις παρατηρούνται και στα ποσοστά των συχνών και συμπληρωματικών ειδών, ανάλογα με το βάθος του πυρήνα. Έτσι τα είδη ή ομάδες ειδών *Ammonia tepida* group και *Valvulineria bradyana* εμφανίζονται κυρίως στο κάτω μέρος του πυρήνα, ενώ τα *Bulimina aculeata*, *Cibicides lobatulus* group, *Cassidulina carinata*, *Nonionella turgida* και *Reussella spinulosa* έχουν σχετικά μεγαλύτερη συμμετοχή στην κορυφή.

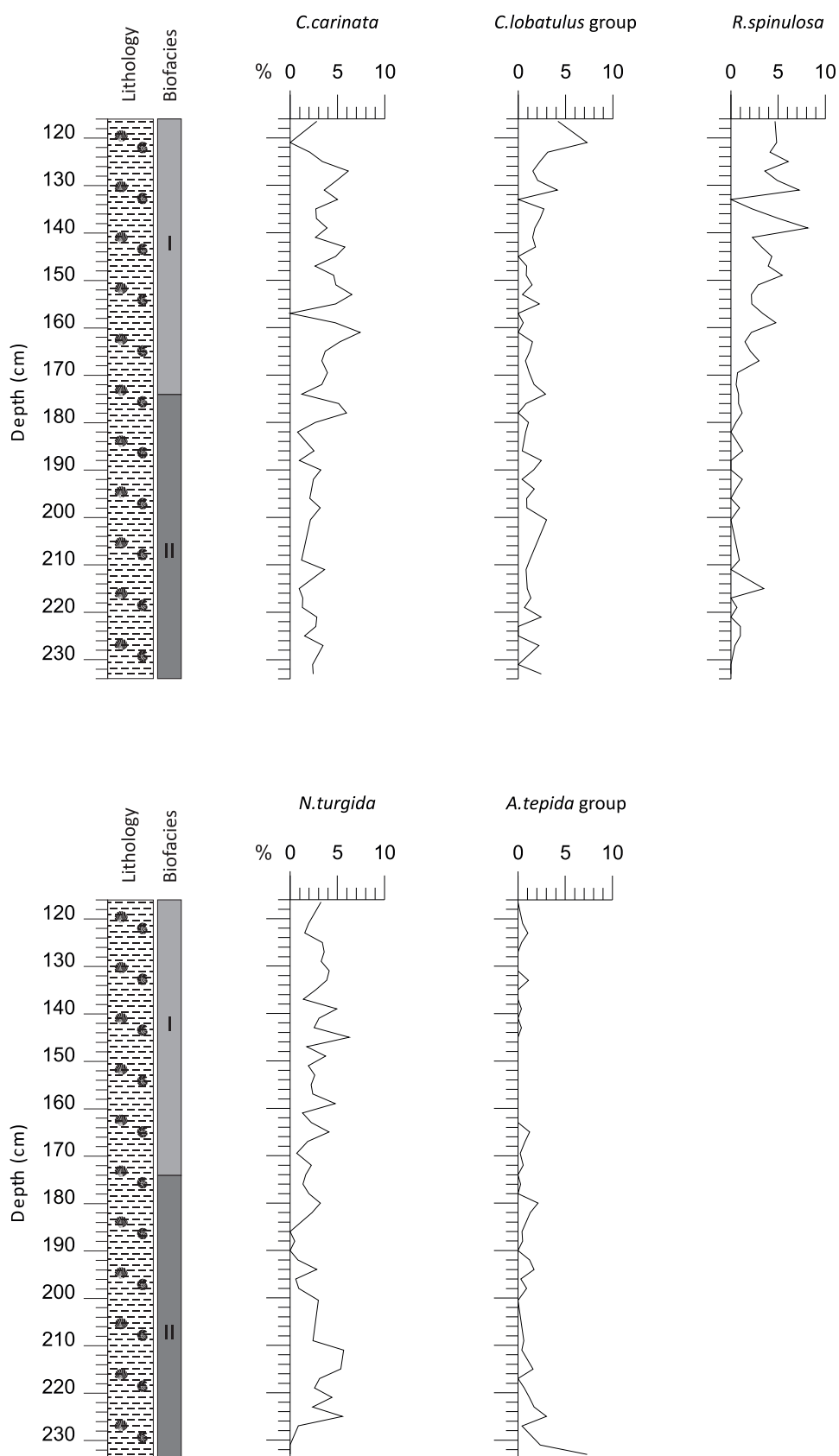
Ο αριθμός των ειδών ανά δείγμα (Species Richness: S) ποικίλει μεταξύ των τιμών 24 και 46, με μέση τιμή 34 (**Εικ. 3.3**). Ο δείκτης επικράτησης των ειδών (Dominance: D) υπολογίζεται <0.15 και μόνο 5 δείγματα ξεπερνούν αυτήν την τιμή. Ο δείκτης ποικιλότητας Shannon – Wiener (H') κυμαίνεται από την ελάχιστη τιμή 2.12 έως τη μέγιστη τιμή 2.88, στην πλειοψηφία όμως των δειγμάτων έχει τιμή >2.5. Όμοια, ο δείκτης ποικιλότητας Fisher (alpha) ξεπερνά την τιμή 6, παίρνοντας τιμές από 6.52 έως 15.43. Πράγματι, στο διάγραμμα Fisher (alpha) – Shannon – Wiener (H') (**Εικ. 3.4**), όλα τα σημεία του παρόντος πυρήνα προβάλλονται εντός της περιοχής που συνήθως αντιστοιχεί σε περιβάλλοντα κρηπίδας (Murray, 2006, σελ.: 254).

Ομοίως, και η διάταξη των σημείων του τριγωνικού διαγράμματος των αναλογιών του τύπου του κελύφους (**Εικ. 3.5**), παραπέμπει σε περιβάλλον κρηπίδας και παρουσιάζεται παρόμοια με ανάλογα διαγράμματα που παραθέτει ο Murray (2006) από την Αδριατική (Murray, 2006, σελ.: 160).

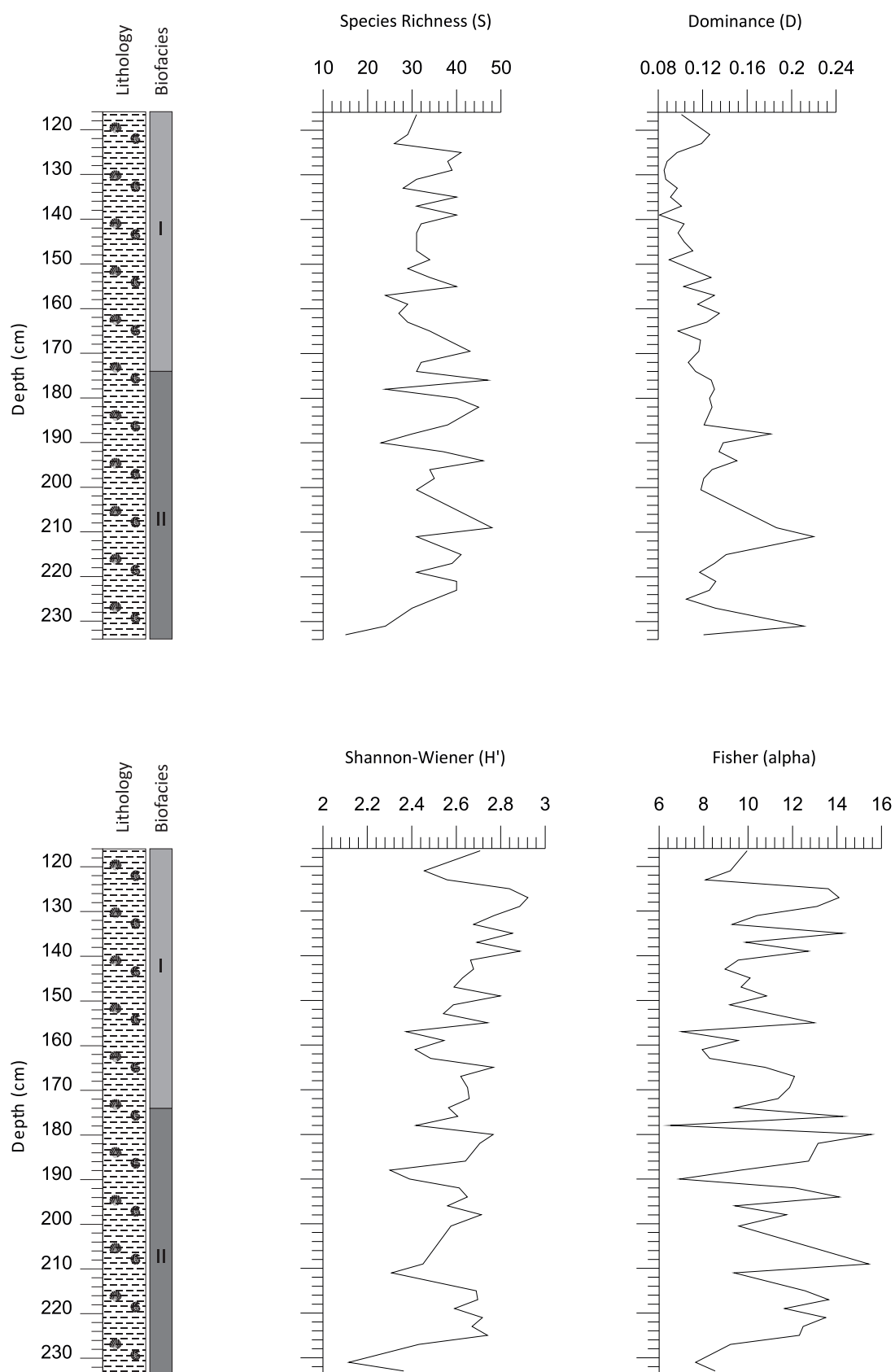
Συνοψίζοντας όλους τους παράγοντες, ένα αρχικό συμπέρασμα θα ήταν ότι τα ιζήματα του πυρήνα ΔΕΗ1 αντιπροσωπεύουν ένα ανοιχτό περιβάλλον ηπειρωτικής κρηπίδας.



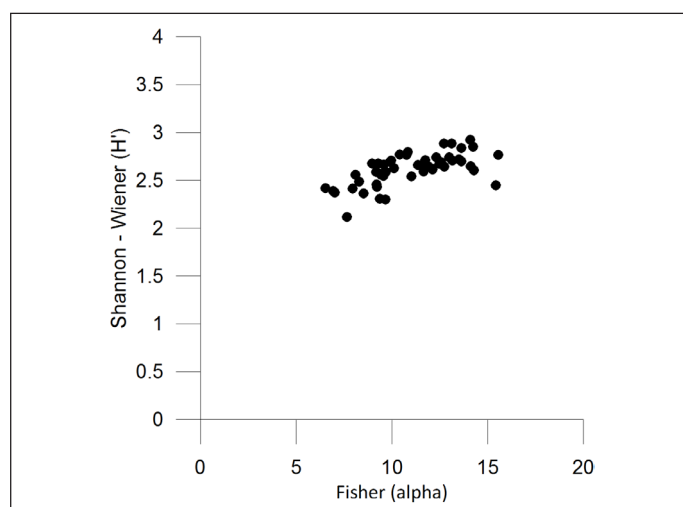
Εικόνα 3.1: Κατακόρυφη κατανομή επικρατούντων και συχνών ειδών, πυρήνα ΔΕΗ1. Στην εικόνα παρουσιάζονται προς συσχέτιση η λιθολογία του πυρήνα και οι βιοφάσεις που αναγνωρίστηκαν σε αυτόν.



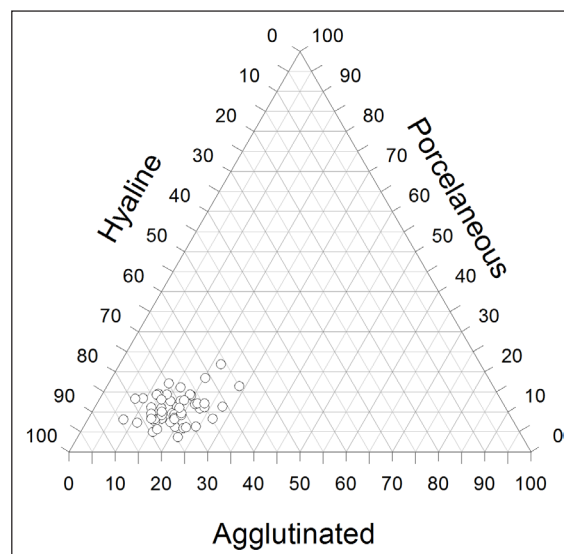
Εικόνα 3.2: Κατακόρυφη κατανομή συμπληρωματικών ειδών, πυρήνα ΔΕΗ1. Στην εικόνα παρουσιάζονται προς συσχέτιση η λιθολογία του πυρήνα και οι βιοφάσεις που αναγνωρίστηκαν σε αυτόν.



Εικόνα 3.3: Κατακόρυφη κατανομή δεικτών Species Richness (S), Dominance (D), Shannon-Wiener (H'), Fisher (alpha), πυρήνα ΔΕΗ1. Στην εικόνα παρουσιάζονται προς συσχέτιση η λιθολογία του πυρήνα και οι βιοφάσεις που αναγνωρίστηκαν σε αυτόν.



Εικόνα 3.4: Διάγραμμα σύγκρισης δεικτών Fisher (alpha) - Shannon-Wiener (H'), πυρήνα ΔΕΗ1. Όλα τα σημεία προβάλλονται εντός της περιοχής που αντιστοιχεί σε περιβάλλον ηπειρωτικής κρηπίδας (Murray, 2006, σελ.: 254).



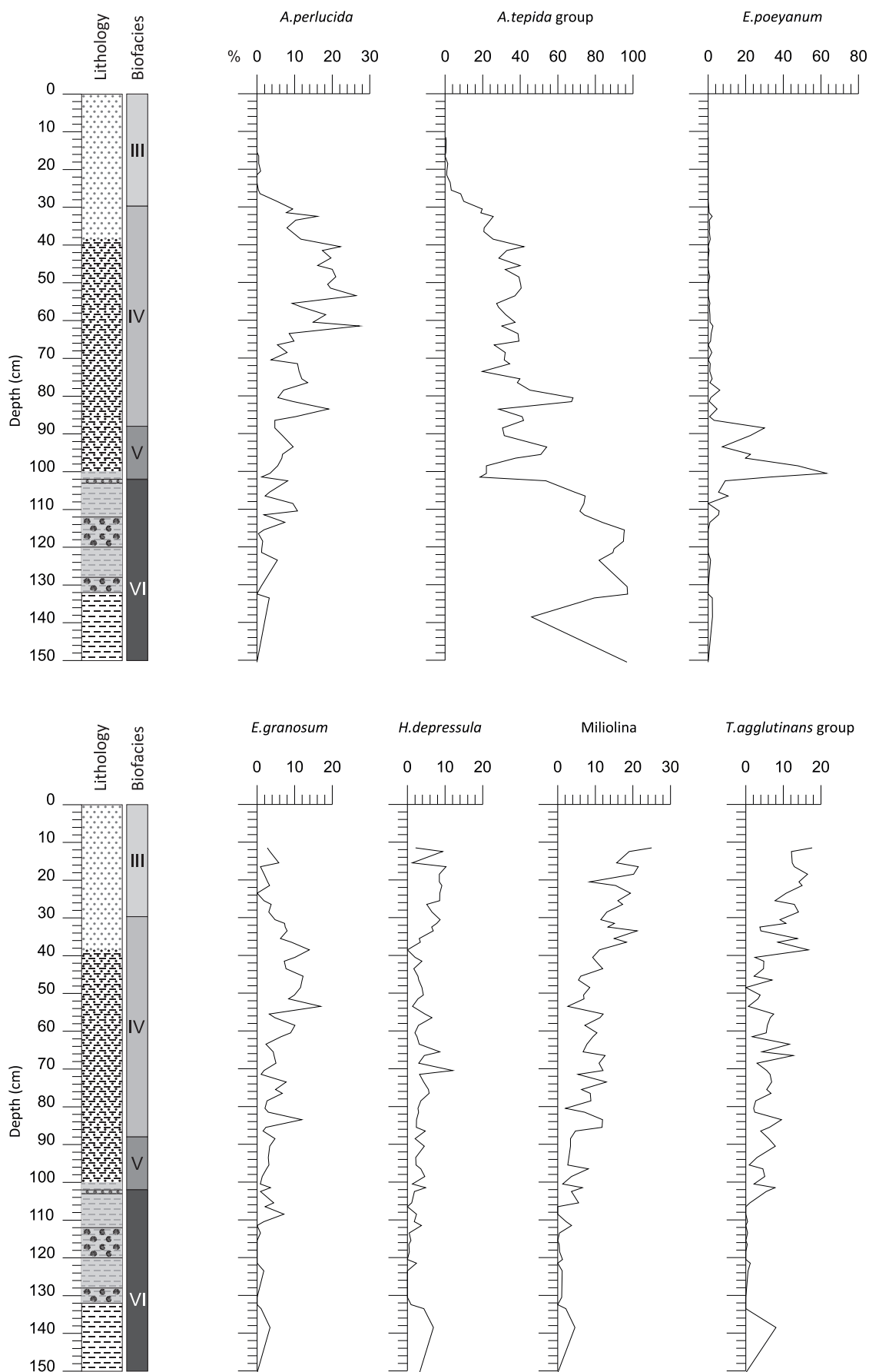
Εικόνα 3.5: Τριγωνικό διάγραμμα αναλογιών (%) του τύπου του κελύφους των ειδών, πυρήνα ΔΕΗ1. Το διάγραμμα παραπέμπει σε περιβάλλον ηπειρωτικής κρηπίδας (Murray, 2006, σελ.: 160).

3.1.2. Πυρήνας ΔΕΗ5

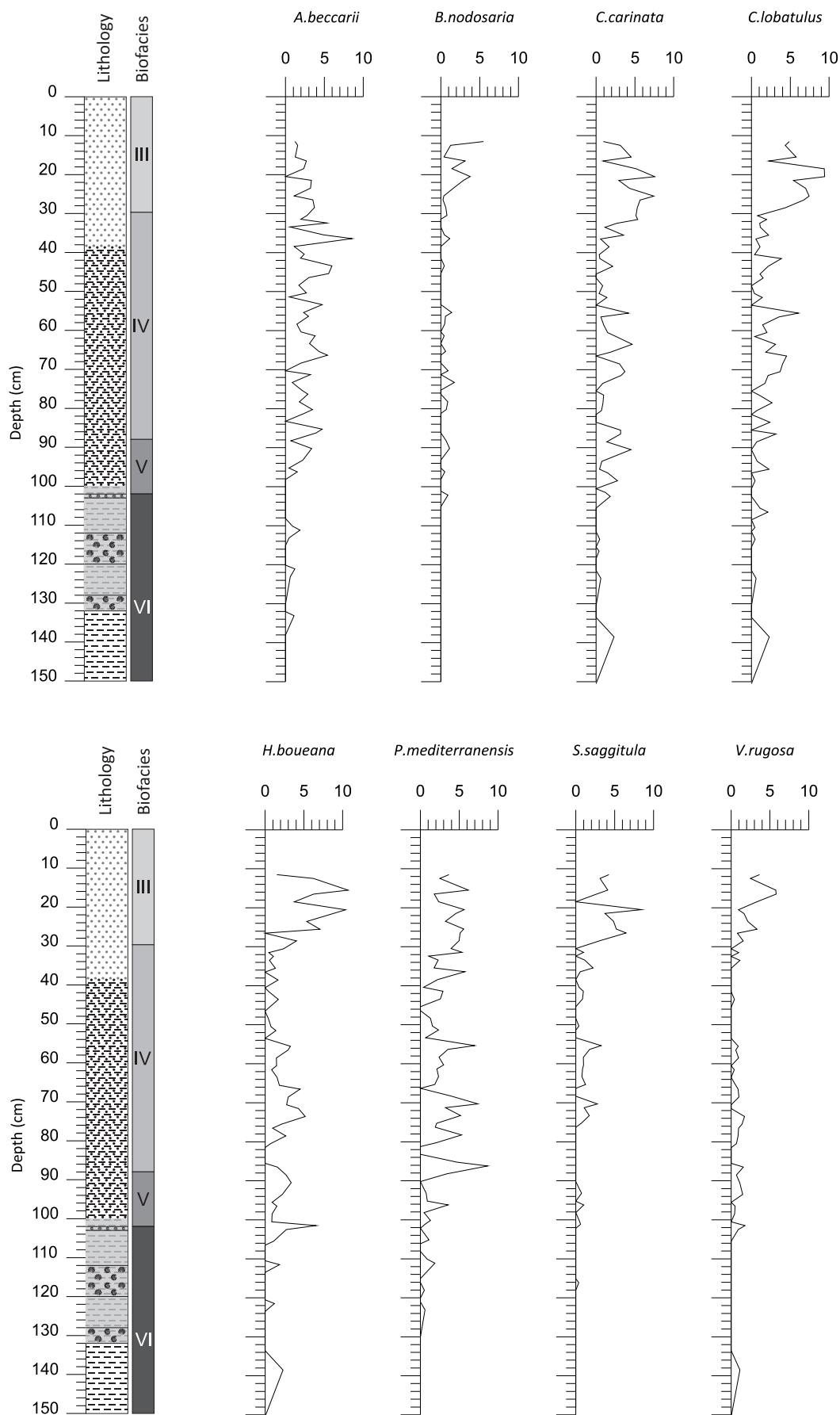
Συνολικά αναγνωρίστηκαν 151 είδη ή ομάδες ειδών βενθονικών τρηματοφόρων, τα οποία ανήκουν σε 72 διαφορετικά γένη. Ενενήντα δύο από αυτά είναι υαλώδη, 50 πορσελανώδη, 9 συμφυρματοπαγή. Η ομάδα *Ammonia tepida* group επικρατεί σχεδόν σε όλα τα δείγματα, ενώ τα είδη *Aubignyna perlucida* και *Elphidium roeyanum* ξεπερνούν το 20% σε κάποια από αυτά. Ακολουθούν οι ομάδες *Textularia agglutinans* group και *Miliolina* (>15% κατά τόπους). Στα κύρια είδη ή ομάδες ειδών ανήκουν επίσης τα είδη *Ammonia beccarii*, *Bigenerina nodosaria*, *Cassidulina carinata*, *Cibicides lobatulus* group, *Elphidium granosum*, *Haynesina depressula*, *Hanzawaia boueana*, *Planorbulina mediterraneensis*, *Spiroplectinella saggitula* και *Valvulineria rugosa*. Η κατακόρυφη κατανομή των προαναφερθέντων ειδών με το βάθος του πυρήνα φαίνεται στις **Εικόνες 3.6** και **3.7**.

Στα βαθύτερα εκατοστά του πυρήνα η ομάδα *Ammonia tepida* group κυριαρχεί με ποσοστά >90%, ενώ προς τα πάνω σταδιακά μειώνεται, καταλήγοντας μετά το όριο των 30.5cm να έχει ελάχιστη εμφάνιση. Το είδος *Aubignyna perlucida* κατέχει υψηλότερα ποσοστά (>20%) μεταξύ των ορίων των 61.5 έως 32.5cm και το *Elphidium roeyanum* μεταξύ των 101.5 έως 88.5. Μεταξύ των 38.5 έως 11.5cm η ομάδα *Textularia agglutinans* group αφθονεί (>15%). Σημαντική είναι και η συγκέντρωση πορσελανωδών ειδών (*Miliolina*) στο διάστημα από τα 43.5 έως 11.5cm (κυρίως >15%).

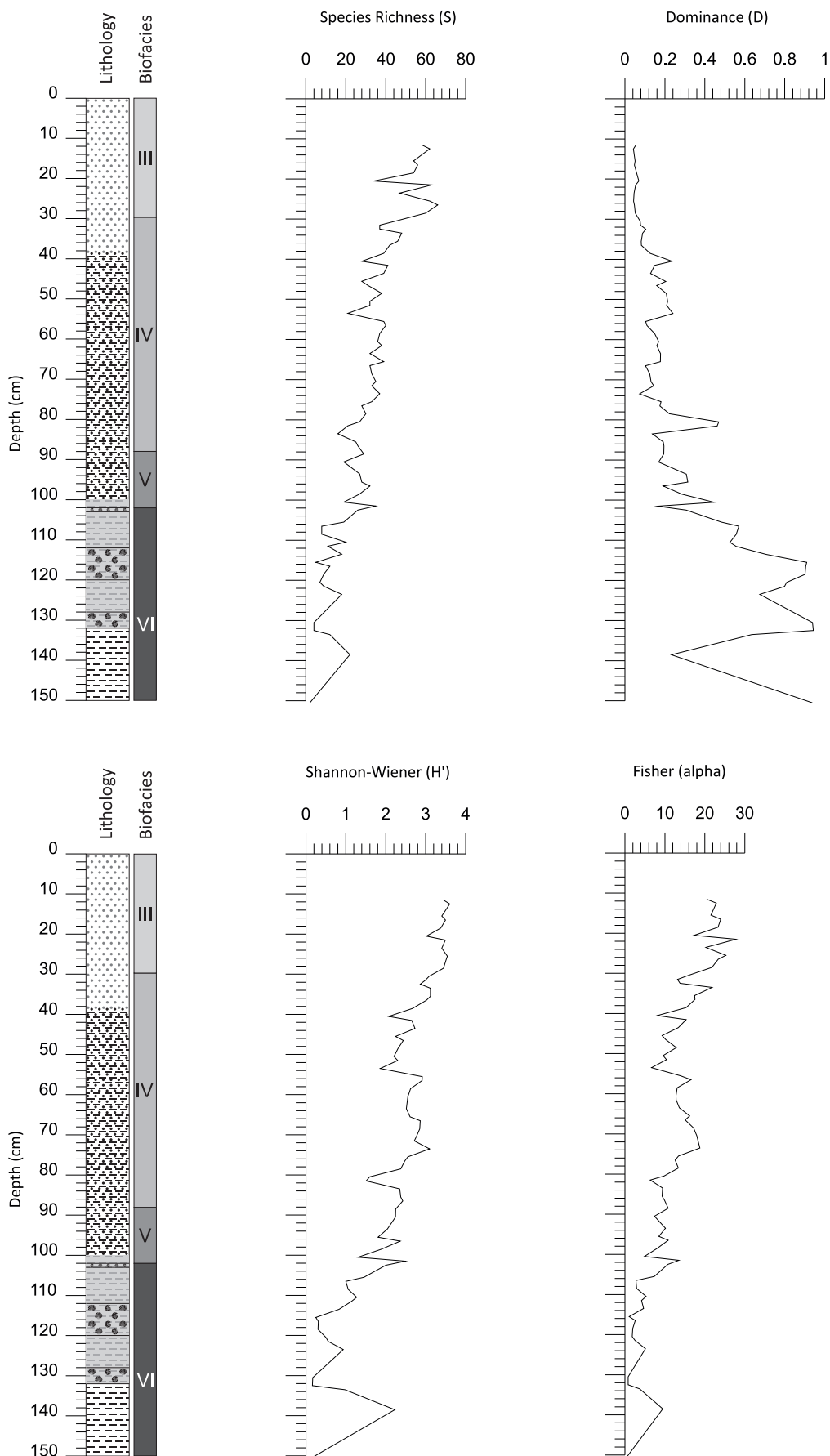
Στην **Εικόνα 3.8** φαίνεται η κατακόρυφη κατανομή των δεικτών επικράτησης και ποικιλότητας με το βάθος του πυρήνα. Ο αριθμός των ειδών ανά δείγμα (Species Richness: S) κυμαίνεται από 2 έως 66, με τις χαμηλότερες τιμές να παρουσιάζονται στο βάθος του πυρήνα, ενώ προς τα πάνω η αφθονία αυξάνεται. Όμοια, και οι δείκτες Shannon – Wiener (H') και Fisher (alpha) αυξάνονται προς τα πάνω, παίρνοντας τιμές από 0.14 έως 3.6 και από 0.48 έως 23.97, αντίστοιχα. Αντίθετη συμπεριφορά έχει η επικράτηση (Dominance: D), ξεκινώντας από την μέγιστη τιμή



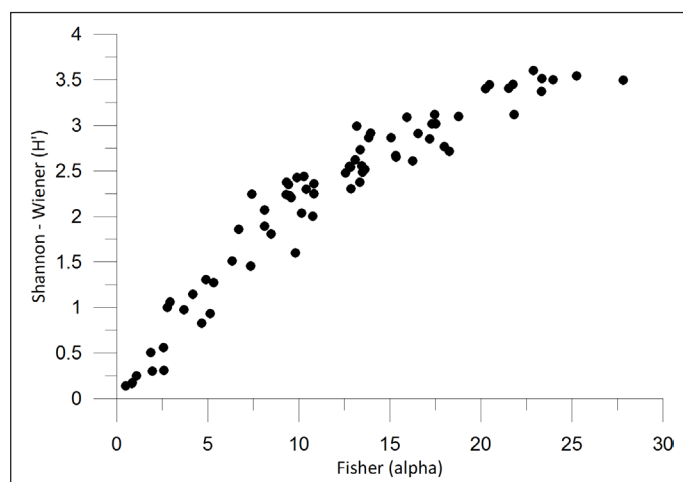
Εικόνα 3.6: Κατακόρυφη κατανομή επικρατούντων και συχνών ειδών, πυρήνα ΔΕΗ5. Στην εικόνα παρουσιάζονται προς συσχέτιση η λιθολογία του πυρήνα και οι βιοφάσεις που αναγνωρίστηκαν σε αυτόν.



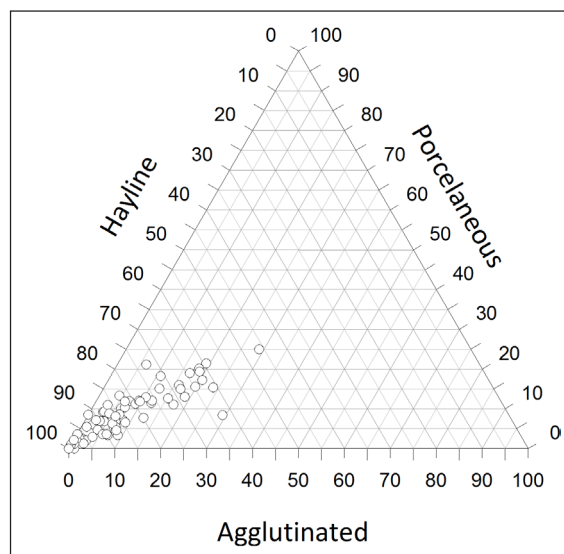
Εικόνα 3.7: Κατακόρυφη κατανομή συμπληρωματικών ειδών, πυρήνα ΔΕΗ5. Στην εικόνα παρουσιάζονται προς συσχέτιση η λιθο-λογία του πυρήνα και οι βιοφάσεις που αναγνωρίστηκαν σε αυτόν.



Εικόνα 3.8: Κατακόρυφη κατανομή δεικτών Species Richness (S), Dominance (D), Shannon-Wiener (H'), Fisher (alpha), πυρήνα ΔΕΗ5. Στην εικόνα παρουσιάζονται προς συσχέτιση η λιθολογία του πυρήνα και οι βιοφάσεις που αναγνωρίστηκαν σε αυτόν.



Εικόνα 3.9: Διάγραμμα σύγκρισης δεικτών Fisher (alpha) - Shannon-Wiener (H'), πυρήνα ΔΕΗ5. Η πλειοψηφία των σημείων βρίσκεται εντός της περιοχής μεταβατικών περιβαλλόντων.



Εικόνα 3.10: Τριγωνικό διάγραμμα αναλογιών (%) του τύπου του κελύφους των ειδών, πυρήνα ΔΕΗ5. Το μεγαλύτερο μέρος των σημείων παραπέμπει σε μεταβατικό περιβάλλον.

0.94 στο βάθος του πυρήνα και καταλήγοντας προς την κορυφή στην ελάχιστη τιμή 0.04.

Στο διάγραμμα Shannon – Wiener (H') και Fisher (alpha) (**Εικ. 3.9**) η πλειοψηφία των δειγμάτων βρίσκονται εντός της περιοχής που συνήθως προβάλλονται μεταβατικά περιβάλλοντα, όμως υπάρχουν και κάποια σημεία που τείνουν προς την περιοχή προβολής περιβαλλόντων κρηπίδας (Murray, 2006, σελ.: 254).

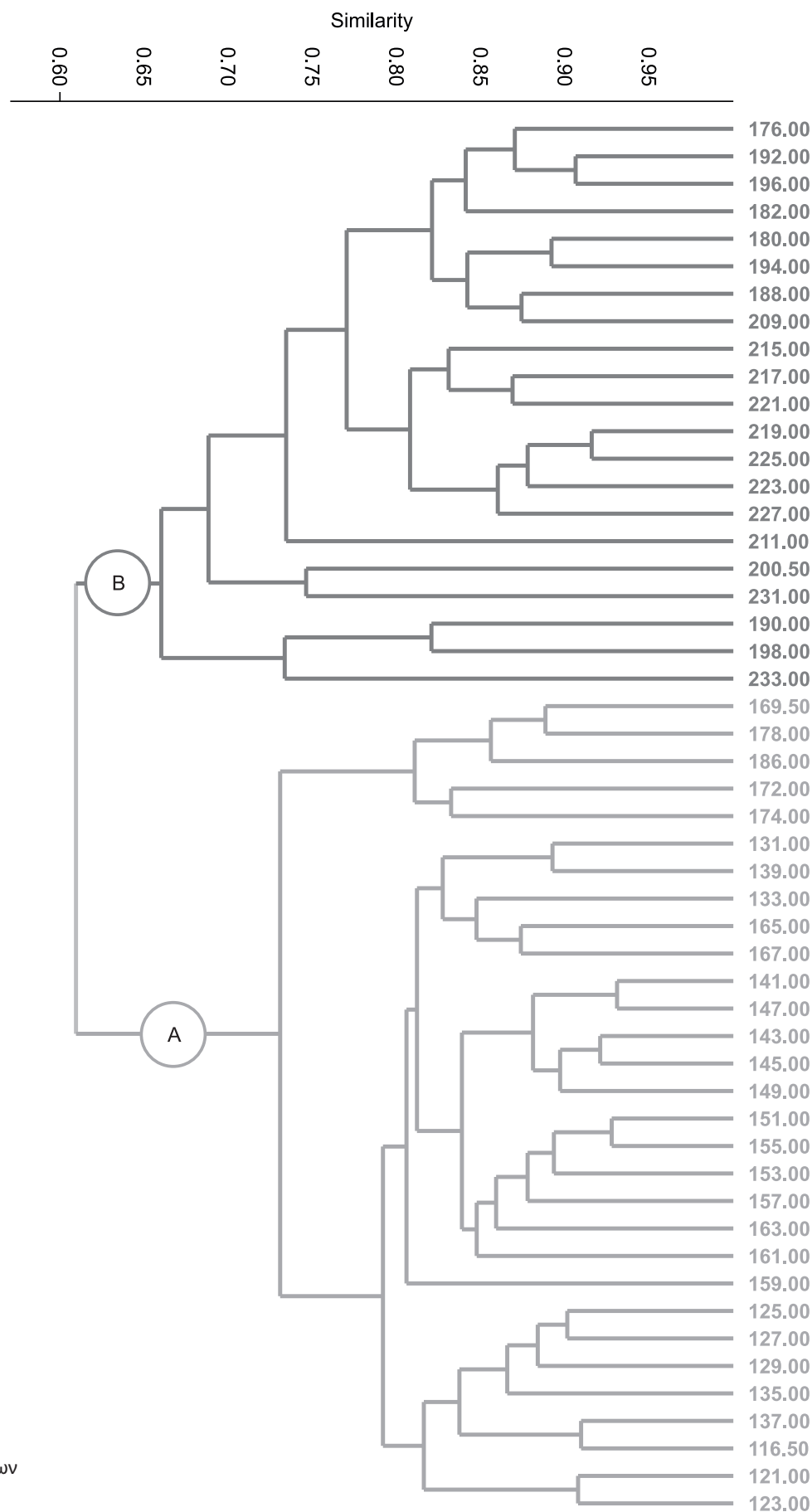
Στο τριγωνικό διάγραμμα των αναλογιών του τύπου του κελύφους (**Εικ. 3.10**) ένα μεγάλο μέρος των σημείων συγκεντρώνονται πολύ κοντά στην κορυφή του 100% υαλώδη, καταδεικνύοντας ένα υφάλμυρο περιθωριακό περιβάλλον (Murray, 2006, σελ.: 112, 251), αλλά υπάρχουν και σημεία που απομακρύνονται από αυτή την περιοχή και είτε θα μπορούσαν να απευθύνονται και αυτά στο ίδιο υφάλμυρο περιβάλλον είτε σε κάποια φάση πιο ανοιχτού θαλάσσιου χώρου.

Συνοπτικά, τα ιζήματα του πυρήνα ΔΕΗ 5 πρέπει να μελετηθούν περαιτέρω ώστε να διακριθούν οι διάφορες βιοφάσεις και τα περιβάλλοντα που αντιπροσωπεύουν. Πάντως, το μεγαλύτερο τμήμα του πυρήνα φαίνεται να απευθύνεται σε συνθήκες μεταβατικών περιβαλλόντων.

3.2. Συναθροίσεις Βενθονικών Τρηματοφόρων

3.2.1. Πυρήνας ΔΕΗ1

Το δενδρόγραμμα που προέκυψε από την ανάλυση κατά συστάδες τύπου Q, χώρισε τα δείγματα του πυρήνα σε δύο κύριες ομάδες, που αντιστοιχούν σε διαφορετικές συναθροίσεις βενθονικών τρηματοφόρων (**Εικ. 3.11**) στις οποίες τα δείγματα ακολουθούν σχετικά καλή βαθυμετρική διάταξη. Έτσι, η ομάδα Α περιέχει όλα τα δείγματα έως τα 174cm βάθους του πυρήνα και επιπλέον τα δείγματα που αντιστοιχούν στα βάθη 178cm και 186cm, ενώ η ομάδα Β τα υπόλοιπα. Τα δείγματα έχουν ομαδοποιηθεί σε σχετικά ομοιογενείς ομάδες, με κοινά μικροπαλαιοντολογικά



Εικόνα 3.11: Δενδρόγραμμα ομαδοποίησης των δειγμάτων του πυρήνα ΔΕΗ1, όπως προέκυψε από την ανάλυση κατά συστάδες τύπου Q.

Species/Clusters	Cluster A			Cluster B		
	min	max	mean	min	max	mean
<i>A.beccarii</i>	3,61	12,55	7,49	3,80	39,64	12,68
<i>A.tepida</i>	0,00	1,23	0,23	0,00	7,32	1,31
Agglutinants	13,41	26,96	18,67	7,66	28,64	15,97
<i>B.aculeata</i>	0,00	15,64	7,02	0,00	12,97	4,28
<i>B.marginata</i>	0,00	21,34	10,32	3,64	44,53	25,86
<i>C.carinata</i>	0,00	7,39	3,85	0,77	5,14	2,32
<i>C.lobatulus</i>	0,00	7,28	1,69	0,00	2,99	1,22
<i>Elphidium</i> spp.	3,28	20,65	12,87	0,00	6,49	2,37
<i>H.depressula</i>	0,00	25,22	15,40	0,00	10,87	4,88
Miliolina	3,70	14,41	9,40	8,10	21,95	12,68
<i>N. turgida</i>	0,00	6,25	2,72	0,00	5,67	2,28
<i>R.spinulosa</i>	0,00	7,22	3,29	0,00	3,48	0,55
<i>V.bradyana</i>	0,00	3,80	1,63	1,62	12,00	5,00
Index						
Species Richness (S)	43,00	24,00	33,00	15,00	48,00	35,33
Dominance (D)	0,08	0,14	0,11	0,11	0,22	0,14
Shannon - Wiener (H')	2,37	2,92	2,65	2,12	2,77	2,55
Fisher (alpha)	6,52	14,24	10,48	6,92	15,55	11,56

Πίνακας 3.1: Κύρια χαρακτηριστικά συναθροίσεων, πυρήνα ΔΕΗ1.

χαρακτηριστικά, που αντιστοιχούν σε διακριτές παλαιοπεριβαλλοντικές συνθήκες και η περαιτέρω διαίρεσή τους δεν κρίνεται απαραίτητη. Στον **Πίνακας 3.1** φαίνονται αναλυτικά η σύσταση της πανίδας και οι τιμές των δεικτών επικράτησης και ποικιλότητας κάθε ομάδας. Παρακάτω αναφέρονται τα κύρια χαρακτηριστικά αυτών.

Ομάδα A: Συνάθροιση *Haynesina depressula* - *Elphidium granosum*

Η ομάδα A καθορίζεται από την επικράτηση των ειδών *Haynesina depressula* (0.00 – 25.22%, μ.τ.: 15.40%) και *Elphidium granosum* (*Elphidium* spp.: 3.28 – 20.65%, μ.τ.: 12.87%). Κυρίαρχη θέση κατέχουν επίσης τα συμφυρματοπαγή, το ποσοστό των οποίων διαμορφώνεται από την ομάδα *Textularia agglutinans* group (Agglutinants: 13.41 – 26.96%, μ.τ.: 18.67%). Συχνά είναι τα είδη *Bulimina marginata* (0.00 – 21.34%, μ.τ.: 10.32%), *Ammonia beccarii* (3.61 – 12.50%, μ.τ.: 7.48%) και *Bulimina aculeata* (0.00 – 15.64%, μ.τ.: 7.02%). Τα πορσελανώδη (*Miliolina*) παρουσιάζουν επίσης μεγάλη συγκέντρωση (3.70 – 14.41%, μ.τ.: 9.40%). Τη συνάθροιση συμπληρώνουν τα είδη *Cassidulina carinata* (0.00 – 7.39%, μ.τ.: 3.85%), *Reussella spinulosa* (0.00 – 7.22%, μ.τ.: 3.29%), *Cibicides lobatulus* group (0.00 – 7.28%, μ.τ.: 1.69%) και *Nonionella turgida* (0.00 – 6.25%, μ.τ.: 2.72%). Ο αριθμός των ειδών ανά δείγμα (Species Richness: S) είναι 33 κατά μέσο όρο. Η επικράτηση (Dominance: D) είναι αρκετά χαμηλή με τιμές από 0.08 έως 0.14, ενώ αντίθετα οι δείκτες

ποικιλότητας Shannon – Wiener (H') και Fisher (alpha) κυμαίνονται μεταξύ 2.37 έως 2.92 και 6.52 έως 14.24 αντίστοιχα, τιμές που χαρακτηρίζονται μέτριες προς υψηλές.

Ομάδα Β: Συνάθροιση *Bulimina marginata* - *Ammonia beccarii*

Η ομάδα Β καθορίζεται από την επικράτηση των ειδών *Bulimina marginata* (3.64 – 44.53%, μ.τ.: 25.86%) και *Ammonia beccarii* (3.80 – 39.64%, μ.τ.: 12.68%). Τα συμφυρμαροπαγή μέσω της ομάδας *Textularia agglutinans* group κυριαρχούν και σε αυτή την ομάδα (Agglutinants: 7.66 – 28.64%, τ.μ.: 15.97%) και ακολουθούν τα πορσελανώδη (*Miliolina*) (8.10 – 21.95%, μ.τ.: 12.68%), που σε σύγκριση με την ομάδα Α, έχουν, κατά μέσο όρο, ελάχιστα αυξημένη συγκέντρωση. Τα είδη *Valvulineria bradyana* (1.62 – 12.00%, μ.τ.: 5.00%) και *Bulimina aculeata* (0.00 – 12.97%, μ.τ.: 4.28%) ξεπερνούν το 10% σε ορισμένα δείγματα. Τα επικρατούντα στην ομάδα Α είδη, *Haynesina depressula* και *Elphidium granosum*, εμφανίζονται εδώ με αρκετά μειωμένες τιμές (μ.τ.: 4.88 και 2.37% αντίστοιχα). Ακόμα χαμηλότερα ποσοστά έχουν τα είδη ή ομάδες ειδών *Ammonia tepida* group (0.00 – 7.32%, μ.τ.: 1.31%), όπου έχει σημαντική εμφάνιση μόνο στο βαθύτερο σημείο του πυρήνα και μόνο σε ένα δείγμα, *Nonionella turgida* (0.00 – 5.67%, μ.τ.: 2.28%) και *Cassidulina carinata* (0.77 – 5.14%, μ.τ.: 2.32). Ο αριθμός των ειδών ανά δείγμα (Species Richness: S) είναι 35 κατά μέσο όρο. Η επικράτηση (Dominance: D) είναι ελάχιστα αυξημένη σε σχέση με την ομάδα Α, με τιμές 0.11 έως 0.22, προφανώς λόγω των μεγάλων ποσοστών που συγκεντρώνει το είδος *Bulimina marginata*. Οι δείκτες ποικιλότητας Shannon – Wiener (H') και Fisher (alpha) παρουσιάζονται μέτριοι προς υψηλοί, παίρνοντας τιμές από 2.12 έως 2.77 και από 6.92 έως 15.55, αντίστοιχα.

Το διάστημα από τα 186 έως τα 176cm θα μπορούσε να χαρακτηριστεί ως ένα διάστημα μετάβασης από τη συνάθροιση της ομάδας Β στη συνάθροιση της ομάδας Α, γεγονός που δικαιολογεί τον ασυνεχή καταμερισμό των δειγμάτων στις δύο ομάδες.

3.2.2. Πυρήνας ΔΕΗ5

Από την ανάλυση κατά συστάδες τύπου Q προέκυψε το δενδρόγραμμα της **Εικόνας 3.12**, που χώρισε τα δείγματα σε δύο κύριες ομάδες, C και D. Η ομάδα D μπορεί να διαιρεθεί περαιτέρω σε δύο υπο – ομάδες, D1 και D2, ενώ από αυτές, η υπο – ομάδα D2 φαίνεται να περιέχει δύο κλάδους με διαφορετικά μικροπαλαιοντολογικά χαρακτηριστικά, που θα μπορούσαν να μελετηθούν ξεχωριστά, τους D2a και D2b. Η ομαδοποίηση αυτή αντιστοιχεί στη διάκριση συναθροίσεων βενθονικών τρηματοφόρων οι οποίες αποκρίνονται σε διαφορετικές περιβαλλοντικές συνθήκες. Η σύσταση της πανίδας και οι τιμές των δεικτών επικράτησης και ποικιλότητας της κάθε ομάδας φαίνονται αναλυτικά στον **Πίνακα 3.2**. Παρακάτω αναφέρονται τα κύρια χαρακτηριστικά αυτών.

Ομάδα C: Συνάθροιση *Miliolina* – *Textularia agglutinans* group

Η ομάδα C κυριαρχείται από τις ομάδες των ειδών που ανήκουν στην υπόταξη *Miliolina* (8.49 – 25.00%, μ.τ.: 17.35%) και *Textularia agglutinans* group (7.81 – 17.68%, μ.τ.: 13.29%). Σε σύγκριση με τις υπόλοιπες ομάδες, η αφθονία των ειδών είναι σημαντικά υψηλότερη. Έτσι, οι δείκτες

ποικιλότητας εμφανίζονται αυξημένοι (S: 34 – 66, μ.τ.: 56.00, H': 3.02 – 3.60, μ.τ.: 3.43 >2.5, Alpha: 17.32 – 27.82, μ.τ.: 22.54 >6), ενώ αντίθετα ο δείκτης επικράτησης είναι αρκετά χαμηλός (D: 0.04 – 0.07, μ.τ.: 0.05). Από τα υπόλοιπα κύρια είδη ή ομάδες ειδών μόνο τα *Haynesina depressula* (1.23 – 10.27%, μ.τ.: 7.08%), *Hanzawaia boueana* (0.00 – 10.70%, μ.τ.: 5.83%) και *Cibicides lobatulus* group (2.23 – 9.43%, μ.τ.: 6.09%) ξεπερνούν κατά μέσο όρο το 5%, ενώ με μικρότερα ποσοστά ακολουθούν τα *Cassidulina carinata* (0.89 – 7.55%, μ.τ.: 4.34%), *Spiroplectinella saggitula* (0.00 – 8.49%, 4.19%), *Planorbulina mediterraneensis* (1.79 – 6.17%, μ.τ.: 4.15%). Ελάχιστη εμφάνιση έχουν επίσης τα είδη ή ομάδες ειδών *Valvulinaria rugosa* (0.81 – 5.80%, μ.τ.: 2.86%), *Elphidium granosum* (0.00 – 5.76%, μ.τ.: 2.69%), *Ammonia tepida* group (0.00 – 9.97%, μ.τ.: 2.63%), *Bigenerina nodosaria* (0.27 – 5.49%, μ.τ.: 1.93%), *Aubignyna perlucida* (0.00 – 5.30%, μ.τ.: 0.76%). Η ομάδα αυτή εκπροσωπεί το τμήμα του πυρήνα από τα 28.5 έως τα 11.5cm.

Ομάδα D1: Συνάθροιση *Ammonia tepida* group

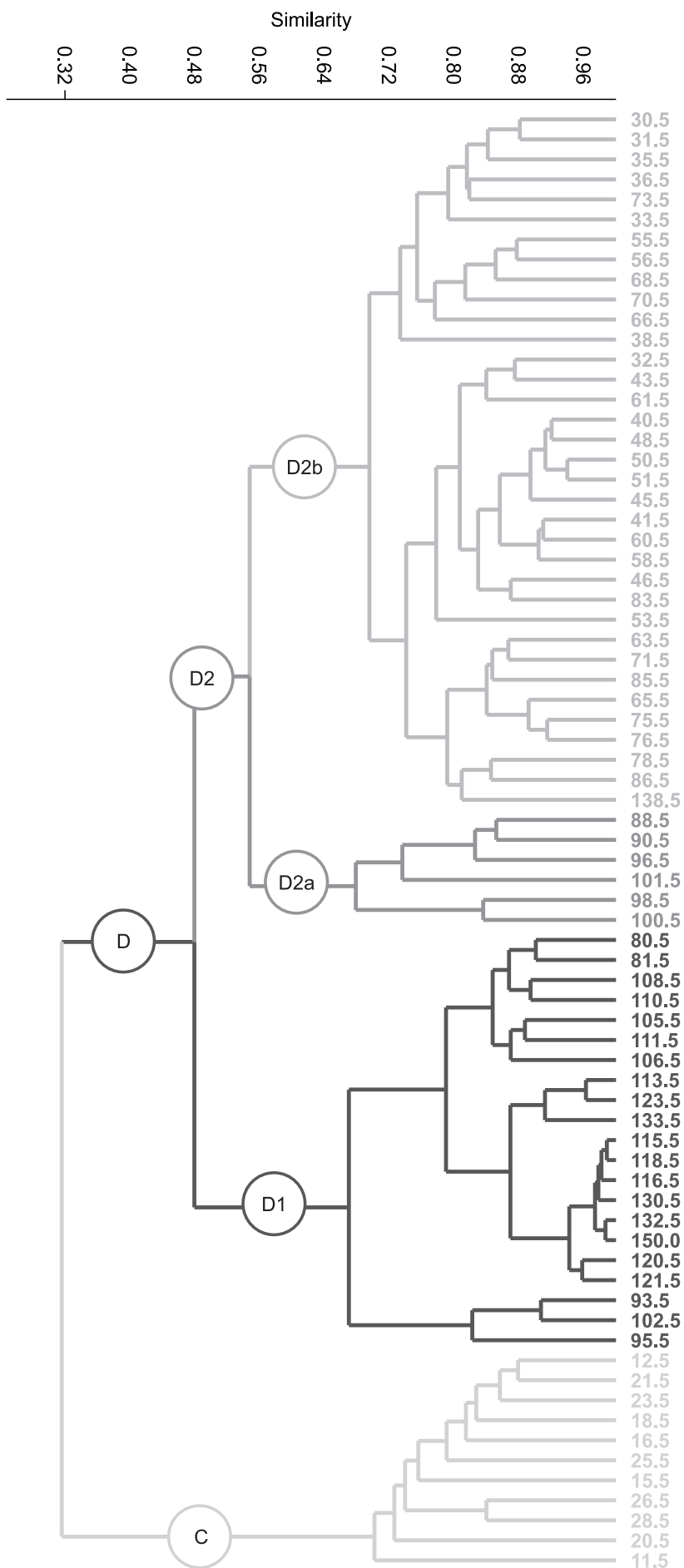
Στην ομάδα D1 η ομάδα *Ammonia tepida* group επικρατεί με ποσοστό >50%. Στα βαθύτερα δείγματα του πυρήνα, τα οποία περιλαμβάνονται σε αυτή την ομάδα, το ποσοστό του εν λόγω είδους ξεπερνά το 90%. Εξαιτίας αυτού του γεγονότος, οι δείκτες ποικιλότητας είναι σημαντικά μειωμένοι (S: 2 – 28, μ.τ.: 14.00, H': 0.14 – 2.04 <2.5, μ.τ.: 0.95, Alpha: 0.48 – 10.75, μ.τ.: 4.46 <6), ενώ ο δείκτης επικράτησης πολύ υψηλός (D: 0.31 – 0.94, μ.τ.: 0.65). Σε ορισμένα δείγματα τα είδη *Aubignyna perlucida* και *Elphidium roeyanum* συγκεντρώνουν σημαντικό ποσοστό, που όμως γενικότερα δεν χαρακτηρίζει την ομάδα (0.00 – 10.76%, μ.τ.: 4.31 και 0.00 – 22.52%, μ.τ.: 3.47, αντίστοιχα), αλλά ομαδοποιήθηκαν εδώ λόγω του αυξημένου ποσοστού της ομάδας *Ammonia tepida* group σε αυτά. Τα είδη ή ομάδες ειδών *Elphidium granosum*, *Haynesina depressula*, *Miliolina*, *Textularia agglutinans* group κατά τόπους παίρνουν τιμές κοντά στο 5%. Η ομάδα αυτή αφορά κυρίως το τμήμα του πυρήνα από 150 έως 102.5cm.

Ομάδα D2a: Συνάθροιση *Elphidium roeyanum* – *Ammonia tepida* group

Η ομάδα D2a καθορίζεται από την επικράτηση του είδους *Elphidium roeyanum* (19.80 – 62.93%, μ.τ.: 36.06%), σε συνδυασμό με την ομάδα *Ammonia tepida* group (18.56 – 37.56%, μ.τ.: 27.03%). Οι δείκτες επικράτησης και ποικιλότητας κινούνται σε μεσαία επίπεδα, επηρεασμένοι λιγότερο ή περισσότερο από την υψηλή συγκέντρωση των δύο ειδών (D: 0.16 – 0.45, μ.τ.: 0.24, S: 19 – 35, μ.τ.: 27.00, H': 1.31 – 2.49, μ.τ.: 2.09 <2.5, Alpha: 4.90 – 13.50, μ.τ.: 9.26 >6). Τα είδη ή ομάδες ειδών *Textularia agglutinans* group (2.16 – 7.87%, μ.τ.: 5.59%), *Aubignyna perlucida* (1.20 – 6.74%, μ.τ.: 4.71%) και *Miliolina* (1.29 – 8.12%, μ.τ.: 4.41%) παίρνουν τιμές κοντά στο 5%, ενώ ακολουθούν με μικρότερα ποσοστά τα *Haynesina depressula* (0.86 – 4.76%, μ.τ.: 2.75%) και *Elphidium granosum* (0.86 – 4.76%, μ.τ.: 2.75%), *Hanzawaia boueana* (0.86 – 6.59%, μ.τ.: 2.66%). Η εμφάνιση αυτής της ομάδας αντιστοιχεί στο διάστημα από τα 101.5 έως τα 88.5cm του πυρήνα.

Ομάδα D2b: Συνάθροιση *Ammonia tepida* group – *Aubignyna perlucida*

Στο διάστημα μεταξύ των 86.5 έως 30.5cm του πυρήνα εκτείνεται η ομάδα D2b, η οποία κυρι-



Εικόνα 3.12: Δενδρόγραμμα ομαδοποίησης των δειγμάτων του πυρήνα ΔΕΗ5, όπως προέκυψε από την ανάλυση κατά συστάδες τύπου Q.

Species/Clusters	Cluster C			Cluster D1			Cluster D2a			Cluster D2b		
	min	max	mean	min	max	mean	min	max	mean	min	max	mean
<i>A.beccarii</i>	0,00	3,74	2,18	0,00	3,47	0,70	0,00	3,37	0,93	0,00	8,57	2,87
<i>A.perlucida</i>	0,00	5,30	0,76	0,00	10,76	4,31	1,20	6,74	4,71	2,30	27,23	13,17
<i>A.tepida</i>	0,00	9,97	2,63	50,90	97,09	78,92	18,56	37,56	27,03	19,02	45,98	32,75
<i>B.nodosaria</i>	0,27	5,49	1,93	0,00	0,91	0,08	0,00	1,12	0,39	0,00	1,72	0,28
<i>C.carinata</i>	0,89	7,55	4,34	0,00	1,82	0,24	0,00	4,49	1,89	0,00	5,37	1,81
<i>C.lobatulus</i>	2,23	9,43	6,09	0,00	2,25	0,40	0,00	0,68	0,19	0,00	6,05	1,87
<i>E.decipiens</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	22,52	3,47	19,80	62,93	36,06	0,00	6,19	1,16
<i>E.granosum</i>	0,00	5,76	2,69	0,00	7,14	1,50	0,86	4,76	2,75	1,08	16,89	7,05
<i>H.boueana</i>	0,00	10,70	5,83	0,00	2,73	0,51	0,86	6,59	2,66	0,00	5,17	1,59
<i>H.depressula</i>	1,23	10,27	7,08	0,00	4,35	1,63	1,29	4,79	3,46	0,00	12,04	4,30
Miliolina	8,49	25,00	17,35	0,00	7,14	1,76	1,29	8,12	4,41	2,70	21,14	9,98
<i>P.mediterranensis</i>	1,79	6,17	4,15	0,00	2,08	0,46	0,00	3,55	1,55	0,00	8,66	2,82
<i>S.saggitula</i>	0,00	8,49	4,19	0,00	0,74	0,05	0,00	1,02	0,34	0,00	3,26	0,68
<i>T.agglutinans</i>	7,81	17,68	13,29	0,00	5,45	0,86	2,16	7,87	5,59	0,00	16,67	6,16
<i>V.rugosa</i>	0,81	5,80	2,86	0,00	1,48	0,15	0,00	1,80	0,76	0,00	1,72	0,45

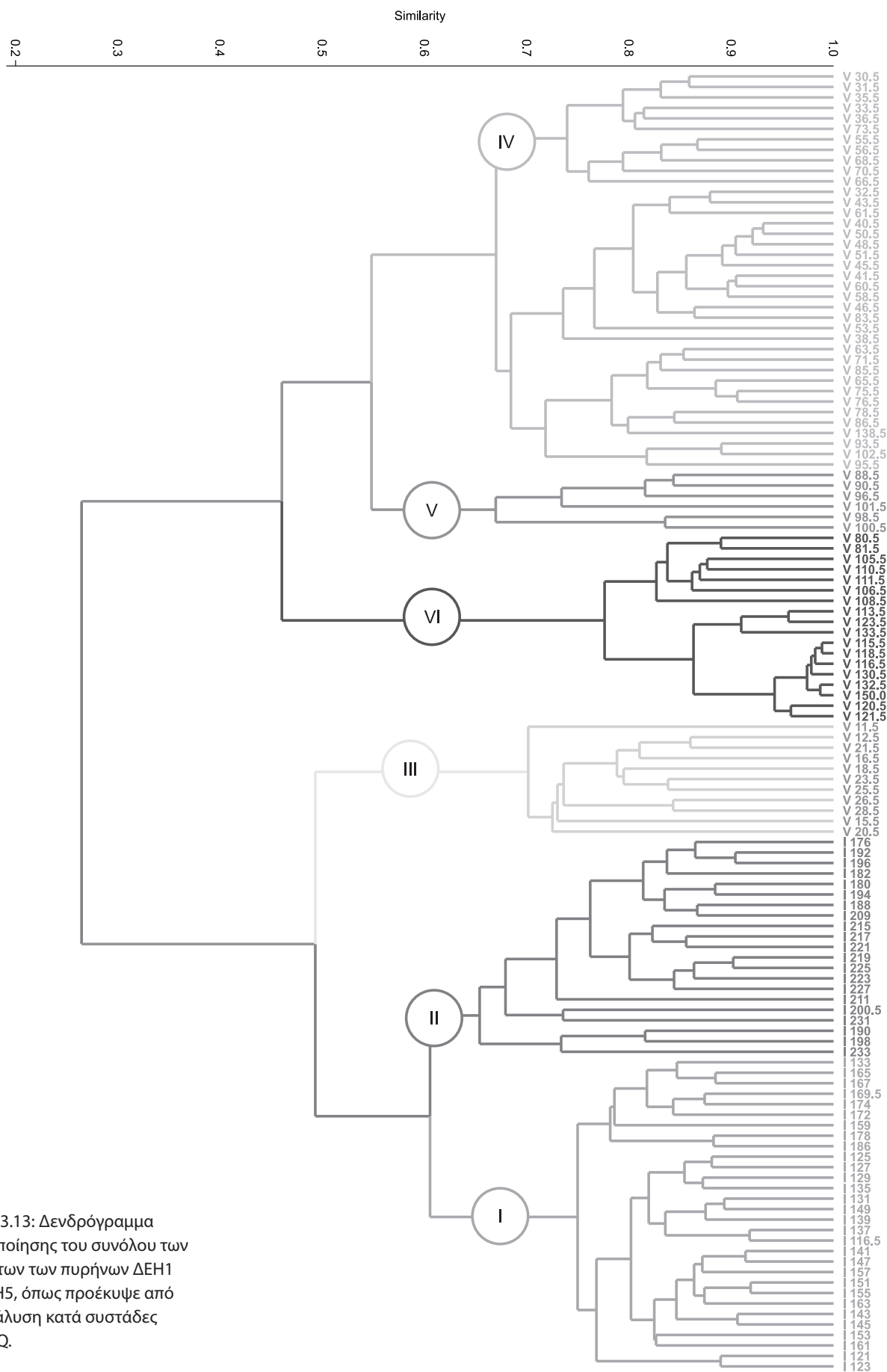
Index

Species												
Richness (S)	34,00	66,00	56,00	2,00	28,00	14,00	19,00	35,00	27,00	16,00	48,00	34,00
Dominance (D)	0,04	0,07	0,05	0,31	0,94	0,65	0,16	0,45	0,24	0,07	0,24	0,15
Shannon - Wiener (H')	3,02	3,60	3,43	0,14	2,04	0,95	1,31	2,49	2,09	1,86	3,12	2,61
Fisher (alpha)	17,32	27,82	22,54	0,48	10,75	4,46	4,90	13,50	9,26	6,68	21,83	13,56

Πίνακας 3.2: Κύρια χαρακτηριστικά συναθροίσεων, πυρήνα ΔΕΗ5.

αρχείται και πάλι από την ομάδα *Ammonia tepida* group, με χαμηλότερα ποσοστά από την ομάδα D1 (19.02 – 45.98%, μ.τ.: 32.75%), παράλληλα με το είδος *Aubignyna perlucida* (2.30 – 27.23%, μ.τ.: 13.17%). Αξιόλογα ποσοστά παρουσιάζουν τα είδη ή ομάδες ειδών *Miliolina* (2.70 – 21.14%, μ.τ.: 9.98%), *Elphidium granosum* (1.08 – 16.89%, μ.τ.: 7.05%), *Textularia agglutinans* group (0.00 – 16.67%, μ.τ.: 6.16%) και *Haynesina depressula* (0.00 – 12.04%, μ.τ.: 4.30%). Τη συνάθροιση συμπληρώνουν τα είδη ή ομάδες ειδών *Ammonia beccarii* (0.00 – 8.57%, μ.τ.: 2.87%), *Cassidulina carinata* (0.00 – 5.37%, μ.τ.: 1.81%), *Cibicides lobatulus* group (0.00 – 6.05%, μ.τ.: 1.87%), *Elphidium roeyanum* (0.00 – 6.19%, μ.τ.: 1.16%), *Hanzawaia boueana* (0.00 – 5.17%, μ.τ.: 1.59%), *Planorbula mediterranensis* (0.00 – 8.66%, μ.τ.: 2.82%). Οι δείκτες είναι διαφοροποιημένοι από την προηγούμενη ομάδα (D2a), ξεφεύγοντας ελάχιστα από το μεταβατικό περιβάλλον (S: 16.00 – 48.00, μ.τ.: 34.00, D: 0.07 – 0.24, μ.τ.: 0.15, H': 1.86 – 3.12, μ.τ.: 2.61 > 2.5, Alpha: 6.68 – 21.83, μ.τ.: 13.56 > 6).

Στο 80.5 έως 95.5 η ασυνέχεια της ομαδοποίησης οφείλεται σε διαδικασίες μετάβασης μεταξύ των διαφόρων περιβαλλόντων.



Εικόνα 3.13: Δενδρόγραμμα ομαδοποίησης του συνόλου των δειγμάτων των πυρήνων ΔΕΗ1 και ΔΕΗ5, όπως προέκυψε από την ανάλυση κατά συστάδες τύπου Q.

3.2.3. Συνολικά επί των πυρήνων

Στην **Εικόνα 3.13**, φαίνεται το δενδρόγραμμα που προέκυψε θέτοντας ως βάση δεδομένων το σύνολο των δειγμάτων των δύο πυρήνων. Λόγω του ότι μέσω αυτής της διαδικασίας επιχειρήθηκε να αναγνωριστούν τυχόν ομοιότητες μεταξύ των διαφόρων παλαιοπεριβαλλόντων που ερμηνεύονται από τις συναθροίσεις βενθονικών τρηματοφόρων που περιγράφηκαν παραπάνω, οι κλάδοι που απεικονίζονται ονομάστηκαν Βιοφάσεις (I έως VI) και ανάλογα με τη σειρά διαδοχής τους στους δύο πυρήνες, από την κορυφή προς τη βάση (**π.χ. Εικ. 3.1, 3.2, 3.3, και Εικ. 3.6, 3.7, 3.8**). Οι βιοφάσεις I έως II αντιστοιχούν στον πυρήνα ΔΕΗ1, ενώ οι III έως VI στον πυρήνα ΔΕΗ5. Η αρίθμηση αυτή δεν υπονοεί καμία ηλικιακή σύγκριση μεταξύ των δύο πυρήνων.

Οι ομάδες του συνολικού δενδρογράμματος διατηρήθηκαν όπως στα δύο επί μέρους δενδρογράμματα, χωρίς να υπάρξουν αλλαγές στο μικροπαλαιοντολογικό τους περιεχόμενο, ούτε συνέβησαν αναμείξεις δειγμάτων διαφορετικού πυρήνα μεταξύ αυτών. Το γεγονός αυτό αποδεικνύει ότι οι συναθροίσεις που περιγράφηκαν προηγουμένως είναι καλά καθορισμένες και κάθε μία από αυτές αποκρίνεται σε ένα σαφές περιβαλλοντικό καθεστώς. Η μόνη διαφορά από τα μεμονωμένα δενδρογράμματα είναι η μετακίνηση των δειγμάτων 93.5, 95.5 και 102.5 από την ομάδα D1 του πυρήνα ΔΕΗ 5 στην D2b του ίδιου πυρήνα (βιοφάση VI και IV αντίστοιχα). Όμως, τα δείγματα αυτά βρίσκονται σε ένα μεταβατικό διάστημα του πυρήνα μεταξύ των διαδοχικών ομάδων (δηλαδή έχουν παρόμοια μικροπαλαιοντολογικά χαρακτηριστικά) και έτσι η μετακίνηση τους δεν θεωρείται σημαντική και δεν απαιτεί διαφορετική οικολογική ερμηνεία των συναθροίσεων και κατά συνέπεια των βιοφάσεων που εντάσσονται. Όλες οι υπόλοιπες ομάδες παραμένουν ακριβώς όπως και πριν, με το ίδιο περιεχόμενο δειγμάτων. Στον **πίνακα 4.1** φαίνεται η αντιστοιχία συναθροίσεων - βιοφάσεων, όπως καθορίστηκε σύμφωνα με τα δείγματα που περιέχουν.

Αυτό που σημειώνεται, από το συνολικό δενδρόγραμμα, είναι ότι η βιοφάση III, που αντιστοιχεί στην ομάδα C του πυρήνα ΔΕΗ5, βρίσκεται στον ίδιο κλάδο με τις βιοφάσεις I και II του πυρήνα ΔΕΗ1, δηλαδή τις ομάδες A και B του αντίστοιχου δενδρογράμματος. Αυτό προφανώς συμβαίνει, λόγω της μεγάλης ποικιλότητας και αφθονίας ειδών που χαρακτηρίζει και τις τρεις αυτές ομάδες και τις διαφοροποιεί από τις τρεις υπόλοιπες, αλλά και λόγω των αυξημένων ποσοστών των περιεχόμενων συμφυρματοπαγών και πορσελανωδών ειδών σε αυτές. Επίσης, κοινά είναι και τα είδη *Haynesina depressula* και *Elphidium granosum*.

Ο άλλος κύριος κλάδος του δενδρογράμματος περιέχει τις βιοφάσεις IV, V και VI (ομάδες D1, D2a και D2b αντίστοιχα) οι οποίες αντιστοιχούν σε πιο περιορισμένους δείκτες ποικιλότητας και αφθονίας ειδών και προέρχονται όλες από τον ίδιο πυρήνα. Επίσης, κοινό χαρακτηριστικό των τελευταίων είναι η επικράτηση επί της πανίδας του είδους *Ammonia tepida*.

3.3 Ηλικία Ιζημάτων

Η ραδιοχρονολόγηση έδειξε ότι οι δύο πυρήνες καλύπτουν ένα χρονικό διάστημα ιζηματογένεσης πάνω από 13540cal. yr BP. Στους παρακάτω πίνακες φαίνονται τα βάθη που πραγματοποιήθηκαν οι χρονολογήσεις στους δύο πυρήνες και οι προκύπτουσες ηλικίες.

ΔΕΗ 1	
Βάθος (cm)	Ηλικία (cal yr BP)
117-120	4680 +/- 30
187-189	7920 +/- 40
224-226	8150 +/- 40

ΔΕΗ 5	
Βάθος (cm)	Ηλικία (cal yr BP)
12-13	1210 +/- 35
32-33	11065 +/- 45
38-39	11860 +/- 50
102-103	13210 +/- 55
103-104	13540 +/- 50

Κεφάλαιο 4.

Συζήτηση

4.1 Βιοφάσεις Βενθονικών Τρηματοφόρων

4.1.1. Πυρήνας ΔΕΗ1

Βιοφάση Ι: Ανοιχτό ρηχό θαλάσσιο περιβάλλον, έντονα επηρεασμένο από ηπειρωτικές εκφορτίσεις, με μειωμένη αλμυρότητα, πηλώδες υπόστρωμα, άφθονη τροφή και οξυγόνο.

Συνάθροιση: *Haynesina depressula* – *Elphidium granosum* (Ομάδα Α)

Επικρατούντα είδη: *Haynesina depressula* (15.40%), *Elphidium granosum* (*Elphidium* spp.: 12.87%), *Bulimina marginata* (10.32%), *Textularia agglutinans* (18.67%).

Συχνά είδη: *Miliolina* (9.40%), *Ammonia beccarii* (7.48%), *Bulimina aculeata* (7.02%).

Συμπληρωματικά είδη: *Cassidulina carinata* (3.85%), *Reussella spinulosa* (3.29%), *Nonionella turgida* (2.72%), *Cibicides lobatulus* group (1.69%).

Το είδος *Haynesina depressula* εμφανίζεται συχνά σε μεσοπαράκτιες λεπτόκοκκες άμμους και ρηχές αποθέσεις κοντά σε εκβολές ποταμών (Jorissen, 1988; Sgarrella & Moncharmont Zei, 1993; Murray, 2006; Di Bella et al., 2008). Είναι επίσης συχνό είδος των λιμνοθαλάσσιων περιβαλλόντων της Μεσογείου (Murray, 1991). Σύμφωνα με τον Murray (1991) είναι υφάλμυρο είδος, που προτιμά συνθήκες αλμυρότητας 0 έως 35‰, ενώ οι Vaniček et al. (2000) υποστήριξαν ότι αντέχει και αλμυρότητα πάνω από 38‰. Είναι ευτροφικό είδος και καταδεικνύει υψηλή συγκέντρωση οργανικού υλικού, προερχόμενο από την ποτάμια εκφόρτιση (Di Bella et al., 2008).

Το είδος *Elphidium granosum* είναι χαρακτηριστικό ενός κανονικού θαλάσσιου, μεσοπαράκτιου περιβάλλοντος, με καλή οξυγόνωση και πλούσιο σε τροφικά στοιχεία (Jorissen, 1988; Murray, 1991; Di Bella et al., 2011), όμως δεν αντέχει σε συνθήκες περιορισμένου οξυγόνου, προερχόμενες από τον ευτροφισμό (Jorissen, 1988; Di Bella et al., 2008). Έχει καταγραφεί από λιμνοθαλάσσια έως ρηχά θαλάσσια περιβάλλοντα (Albani & Serandrei Barbero, 1990) και αφθονεί σήμερα σε περιοχές που χαρακτηρίζονται από υπόστρωμα με λεπτόκοκκο ίζημα, μεταξύ 17.5 έως 25 m βάθος (Jorissen, 1988; Di Bella et al., 2011, 2013). Υψηλά ποσοστά του είδους αυτού έχουν περιγραφεί σε ρηχα νερά, της ζώνης πηλού (mud-belt; 20 – 60m, Van Straaten, 1965) στα παράλια της Ιταλίας, όπου η ποτάμια απορροή καταλήγει σε πηλώδες υπόστρωμα και υψηλή διαθεσιμότητα τροφής (Jorissen, 1987, 1988; Donnici & Serandrei Barbero, 2002).

Το είδος *Bulimina marginata* είναι τυπικό σε πηλώδες υπόστρωμα με υψηλή συγκέντρωση οργανικής ύλης (Jorissen, 1988; Cimerman & Langer, 1991; Van der Zwaan & Jorissen, 1991; Sgarrella & Moncharmont Zei, 1993). Είναι πολύ διαδεδομένο στη Μεσόγειο και εμφανίζεται από τη μεσοπαράκτια ζώνη, παρόλο που αφθονεί κυρίως σε περιπαράκτιες περιοχές (>80m) (Sgarrella & Moncharmont Zei, 1993; Jorissen, 1988; Frezza & Carboni, 2009). Έχει αναφερθεί συχνά σε περιοχές της Μεσογείου που επηρεάζονται από ποτάμια δραστηριότητα (Frezza & Carboni, 2009 και αναφορές εκεί).

Τέλος, το είδος *Textularia agglutinans* εμφανίζεται ευρέως στη Μεσόγειο, παρόλα αυτά οι οικολογικές προτιμήσεις του δεν έχουν αξιολογηθεί πλήρως (Langlet et al., 2014). Έχει αναφερθεί από τη μεσοπαράκτια έως κυρίως την ανώτερη περιπαράκτια ζώνη (Sgarrella & Moncharmont

Zeï, 1993). Σύμφωνα με τους Morigi et al. (2005), δεν παρουσιάζει ξεκάθαρη σχέση με το βάθος αλλά η κατανομή του καθορίζεται από άλλες οικολογικές παραμέτρους. Δείχνει προτίμηση σε αμμώδες πλούσια φυτοκαλυμμένο υπόστρωμα (Langer, 1993; Donnici & Serandrei Barbero, 2002) και έχει συσχετιστεί από τους Jorissen (1987) και Murray (2001) με περιοχές υψηλής περιεκτικότητας οργανικού υλικού, στην Αδριατική, που επηρεάζονται από τον ποταμό Πάδο.

Η σημαντική παρουσία ειδών της υπόταξης *Miliolina* καταδεικνύει κανονική θαλάσσια αλμυρότητα (Murray, 1991). Τα είδη της ομάδας αυτής, μπορούν να εμφανίζονται από τη μεσοπαράκτια έως κυρίως την περιπαράκτια ζώνη και προτιμούν αυξημένη παρουσία τροφικών στοιχείων στον πυθμένα και πλούσια φυτοκάλυψη (Sgarrella & Moncharmont Zei, 1993).

Το είδος *Bulimina aculeata*, σύμφωνα με τον Jorissen (1988), αφθονεί σε ρηχότερα νερά (<50m) από το είδος *Bulimina marginata* και δείχνει επίσης λιγότερη ανοχή από ότι αυτό σε συνθήκες ανοξίας. Το είδος *Ammonia beccarii* συμφωνεί με τις συνθήκες θαλάσσιων ρηχών υδάτων (30-40m) υπό την επιρροή γλυκού νερού (Sgarrella & Moncharmont Zei, 1993; Morigi et al., 2005; Frezza & Carboni, 2009).

Στις παραπάνω περιβαλλοντικές συνθήκες μπορούν να ταιριάξουν και τα συμπληρωματικά είδη αυτής της συνάθροισης. Έτσι, το είδος *Cassidulina carinata* θεωρείται ισχυρός τροφικός ανταγωνιστής σε περιβάλλοντα πλούσια σε οξυγόνο (De Stigter et al., 1998; Morigi et al., 2005), όμως έχει κυρίως αναφερθεί σε περιοχές >50m βάθους (Sgarrella & Moncharmont Zei, 1993). Το είδος *Reussella spinulosa* είναι πολύ διαδεδομένο στα νερά της Μεσογείου, από τη μεσοπαράκτια έως την ανώτερη περιπαράκτια ζώνη (30 – 60m) (Sgarrella & Moncharmont Zei, 1993). Προτιμά αμμώδες υπόστρωμα και λόγω του επιφυτικού τρόπου ζωής, φαίνεται να σχετίζεται με την αυξημένη φυτοκάλυψη του πυθμένα (Jorissen, 1987). Το είδος *Nonionella turgida* προτιμά πηλώδες υπόστρωμα, πλούσιο σε οργανικό υλικό (Jorissen et al., 1992; Donnici & Serandrei Barbero, 2002). Κατοικεί στη μεσοπαράκτια ζώνη (Di Bella et al., 2008, 2013) και έχει αναφερθεί σε περιοχές ρηχών υδάτων (20 – 40m) της Αδριατικής που δέχονται παραποτάμια επιρροή (Jorissen et al., 1992; Donnici & Serandrei Barbero, 2002). Τέλος η ομάδα *Cibicides lobatulus* group θεωρείται ρηχών υδάτων και συνήθως καταδεικνύει υψηλή ενέργεια και πυθμένα με άφθονη φυτοκάλυψη (Schweizer, 2006). Γενικότερα, οι αντιπρόσωποι του γένους *Cibicides* κατοικούν σε καλά οξυγονωμένα περιβάλλοντα με σταθερές φυσικο-χημικές συνθήκες (Van der Zwaan, 1982; Kaiho, 1994, 1999; Kouwenhoven, 2000; Schweizer, 2006).

Συμπερασματικά, η συνάθροιση *Haynesina depressula* – *Elphidium granosum* μπορεί τελικά να ερμηνευτεί ως ένα ανοιχτό ρηχό θαλάσσιο περιβάλλον, εντός του πλαισίου επιρροής ηπειρωτικών υδάτων, όπου η συνεχής παροχή τροφικών στοιχείων και η παράλληλη διατήρηση της καλής οξυγόνωσης, έχουν επιτρέψει την αφθονία πολλών ειδών (υψηλοί δείκτες ποικιλότητας, χαμηλή επικράτηση). Επίσης, η έντονη παρουσία του είδους *Haynesina depressula* παραπέμπει σε συνθήκες μέτριας αλμυρότητας <38‰ και περιορίζει το βάθος εξάπλωσης στη μεσοπαράκτια ζώνη (βάθος <40m), παρόλο που η πλειοψηφία των ειδών αυτής της συνάθροισης μπορούν να βρεθούν και σε βάθη έως τα 60m.

Βιοφάση II: Ανοιχτό ρηχό περιπαράκτιο περιβάλλον, με στοιχεία ευτροφισμού και υποξίας, λόγω ποτάμιας εκφόρτισης ή/και υψηλής παραγωγικότητας.

Συνάθροιση: *Bulimina marginata* – *Ammonia beccarii* (Ομάδα Β)

Επικρατούντα είδη: *Bulimina marginata* (25.86%), *Ammonia beccarii* (12.68%), *Textularia agglutinans* group (15.97%), *Miliolina* (12.68%).

Συχνά είδη: *Valvulineria bradyana* (5.00%), *Haynesina depressula* (4.88%), *Bulimina aculeata* (4.28%).

Συμπληρωματικά είδη: *Cassidulina carinata* (2.32%), *Elphidium granosum* (2.37%), *Nonionella turgida* (2.28%), *Ammonia tepida* group (1.31%).

Το είδος *Bulimina marginata* συνήθως καταδεικνύει υψηλή συγκέντρωση οργανικού υλικού στο θαλάσσιο πυθμένα (Jorissen et al., 1992) και είναι χαρακτηριστικό σε συνθήκες ελιππούς οξυγόνωσης, εξαιτίας ευτροφισμού (Barmawidjaja et al., 1992; Langlet et al., 2014). Το είδος *Ammonia beccarii* είναι ένα τυπικό θαλάσσιο είδος, άφθονο σε ρηχούς αμμώδεις πυθμένες, κοντά σε εκβολές ποταμών (Jorissen, 1988; Sgarrella & Moncharmont-Zei, 1993; Donnici & Serandrei Barbero, 2002; Frezza & Carboni, 2009). Στη Μεσόγειο απαντάται μέχρι την ανώτερη περιπαράκτια ζώνη (Sgarrella & Moncharmont-Zei, 1993). Σύμφωνα με τον Jorissen (1988), ο μορφότυπος *Ammonia beccarii* forma *beccarii* εμφανίζεται σε συνθήκες μέτριας συγκέντρωσης οργανικού υλικού, ενώ σε υψηλότερες συγκεντρώσεις και πιο περιορισμένες περιβαλλοντικές συνθήκες αντικαθίσταται από το μορφότυπο *Ammonia beccarii* forma *inflata*. Αντίθετα, οι Goineau et al. (2015) αναφέρουν το μορφότυπο *Ammonia beccarii* forma *beccarii* σε καθεστώς αυξημένης παροχής οργανικού υλικού, από ηπειρωτικά ύδατα, που έχει προκαλέσει τη μείωση των επιπέδων οξυγόνου. Το είδος *Ammonia beccarii*, ανεξαρτήτως μορφότυπων, έχει καταγραφεί και από άλλους συγγραφείς, σε περιοχές όπου η συγκέντρωση οργανικού υλικού, εξαιτίας ποτάμιας εκφόρτισης, είναι αυξημένη και η οξυγόνωση έχει διαταραχθεί (Donnici & Serandrei Barbero, 2002; Naeher et al., 2012). Σύμφωνα με τους Langlet et al. (2014), το είδος *Textularia agglutinans*, είναι ευαίσθητο σε συνθήκες ελιππούς οξυγόνωσης του πυθμένα, ενώ άλλοι το έχουν καταγράψει ως σχετικά ανθεκτικό στον περιορισμό του οξυγόνου (Barmawidjaja et al., 1995; Naeher et al., 2012; Dimiza et al., 2016).

Το είδος *Valvulineria bradyana* μαζί με τα είδη *Nonionella turgida* και *Bulimina marginata*, έχουν χαρακτηριστεί, από τον Jorissen (1987), ως καιροσκοπικά και δείκτες υψηλής παραγωγικότητας, η οποία μπορεί να καταλήξει στη μείωση του των επιπέδων οξυγόνου. Αυτά τα είδη μπορούν να ζήσουν σε ένα ευρύ φάσμα βάθους, από τη μεσοπαράκτια έως την περιπαράκτια ζώνη, προτιμώντας λεπτόκοκκους πυθμένες, σε ευτροφικές περιοχές, που σχετίζονται με περιορισμένες συνθήκες, όπως έλλειψη οξυγόνου ή διαταραχή της αλμυρότητας (Jorissen, 1988; Van der Zwaan and Jorissen, 1991; Donnici and Serandrei Barbero, 2002; Di Bella et al., 2013). Όμοια, και τα είδη *Bulimina aculeata* και *Cassidulina carinata* θεωρούνται καιροσκοπικά και έχουν καταγράψει θετική αντίδραση στην αύξηση της συγκέντρωσης οργανικού υλικού προερχόμενο από υψηλή παραγωγικότητα (Jorissen et al., 1992; Donnici & Serandrei Barbero, 2002; Drinia & Anastasakis, 2012; Goineau et al., 2015). Τέλος, τα είδη *Haynesina depressula* και *Ammonia tepida*

είναι ανενεργά σε πολλές περιβαλλοντικές διακυμάνσεις (αλμυρότητα, θερμοκρασία, οξυγόνο) (Jorissen, 1988; Vaniček et al., 2000).

Αξιοσημείωτη, στην παρούσα συνάθροιση, είναι η ελάχιστη εμφάνιση έως και απουσία του είδους *Elphidium granosum*, που όπως περιγράφηκε προηγουμένως, αντιδρά αρνητικά στη μείωση των επιπέδων του οξυγόνου. Το γεγονός αυτό, συνηγορεί στον αυξημένο, σε σχέση με την προηγούμενη βιοφάση, ευτροφισμό και ενδεχομένως σε κάποιο βαθμό υποξίας.

Η συνάθροιση *Bulimina marginata* – *Ammonia beccarii* θα μπορούσε να συγκριθεί, εν μέρει, με τη συνάθροιση *Valvulinaria bradyana* που αναφέρουν οι Frezza & Carboni (2009) και Di Bella et al. (2014), από το δέλτα του ποταμού Ombrone, στη βόρεια Τυρρηνική θάλασσα, η οποία αποτυπώνει το πέρασμα από την μεσοπαράκτια στην ανώτερη περιπαράκτια ζώνη και που σύμφωνα με τους Frezza et al. (2005), η σύνθεση και η δομή της μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως δείκτης ευτροφικών περιβαλλόντων, σε περιοχές εντός του πλαισίου ποτάμιας απορροής. Παρόλα αυτά, η παρούσα συνάθροιση δεν θα μπορούσε να συνδεθεί παρά μόνο με ένα ήπιο και επεισοδιακό φαινόμενο ευτροφισμού, που έχει επιδράσει μόνο στα πολύ ευαίσθητα είδη (*Elphidium granosum*). Άλλωστε, ούτε τα καθαρά δυσοξικά είδη (*Valvulinaria bradyana*, *Nonionella turgida*) βρίσκονται σε μεγάλη συγκέντρωση, ούτε οι δείκτες επικράτησης και ποικιλότητας (χαμηλή επικράτηση, υψηλή ποικιλότητα) παραπέμπουν σε ακραίες περιβαλλοντικές συνθήκες. Συνεπώς, την αυξημένη παρουσία τροφικών στοιχείων συστήνει η σημαντική εμφάνιση του είδους *Bulimina marginata*.

Τελικά, η βιοφάση αυτή αποκρίνεται σε ένα ρηχό περιπαράκτιο περιβάλλον, <60m βάθους, όπου η επίδραση χερσαίων υδάτων είναι αισθητή όσον αφορά στην παροχή τροφικών στοιχείων, όχι όμως και στη διαταραχή της αλμυρότητας. Τέλος, η παρουσία του είδους *Ammonia tepida* μόνο στα βαθύτερα σημεία του πυρήνα, μπορεί να απευθύνεται σε προγενέστερες συνθήκες και ίσως ενός οικολογικού περιορισμού (μειωμένη αλμυρότητα, τροφή).

4.1.2. Πυρήνας ΔΕΗ5

Βιοφάση III: Υψηλής ενέργειας ανοιχτό θαλάσσιο περιβάλλον, με πλούσια φυτοκάλυψη πυθμένα, άφθονο σε τροφή και οξυγόνο.

Συνάθροιση Miliolina – *Textularia agglutinans* group (Ομάδα C)

Επικρατούντα είδη: Miliolina (17.35%), *Textularia agglutinans* group (13.29%).

Συχνά είδη: *Haynesina depressula* (7.08%), *Hanzawaia bouena* (5.83%) και *Cibicides lobatulus* group (6.09%), *Ammonia tepida* group (2.63%).

Συμπληρωματικά είδη: *Cassidulina carinata* (4.34%), *Spiroplectinella saggitula* (4.19%), *Planorbulina mediterraneensis* (4.15%), *Valvulinaria rugosa* (2.86%), *Elphidium granosum* (2.69%), *Bigenerina nodosaria* (1.93%), *Aubignyna perlucida* (0.76%).

Τα συμμετέχοντα είδη στην ομάδα Miliolina (κυρίως *Quinqueloculina* spp., *Triloculina* spp., *Adelosina* spp., *Spiroloculina* spp.) είναι γνωστά από τη μεσοπαράκτια ζώνη. Κάποια είναι χαρακτηριστικά ενός πλούσιου σε οργανικό υλικό πυθμένα (*Quinqueloculina padana*, *Sigmoilopsis schlumbergeri*) (Sgarrella & Moncharmont Zei, 1993), ενώ άλλα χαρακτηρίζουν έναν καλά φυ-

τοκαλυμμένο πυθμένα (*Quinqueloculina betherlotiana*, *Quinqueloculina seminula*, *Triloculina marioni*, *Triloculina plicata*) (Langer, 1993; Sgarrella & Moncharmont Zei, 1993; López-Belzunce et al., 2014). Το αυξημένο ποσοστό αυτής της ομάδας καταδεικνύει κανονική θαλάσσια αλμυρότητα (Murray, 1991). Ομοίως, και το είδος *Textularia agglutinans* έχει συνδεθεί με την πλούσια φυτοκάλυψη (Langer, 1993; Donnici & Serandrei Barbero, 2002) και κατοικεί σε λεπτόκοκκα ιζήματα εμπλουτισμένα τόσο με ηπειρωτικής όσο και με θαλάσσιας προέλευσης οργανική ύλη (Goineau et al., 2011).

Όπως προαναφέρθηκε, το είδος *Haynesina depressula*, είναι χαρακτηριστικό των λιμνοθαλάσσιων και ρηχών θαλάσσιων περιβαλλόντων (Murray, 1991), όπως και τα είδη *Elphidium granosum*, *Ammonia tepida* group και *Aubignyna perlucida* (Jorissen, 1988). Επειδή τα είδη *Ammonia tepida* group και *Aubignyna perlucida* εμφανίζονται σε μικρά ποσοστά στα κατώτερα δείγματα που συμπεριλαμβάνονται εδώ και εκλείπουν προς την κορυφή του πυρήνα, όπου και αναπτύσσεται κύρια αυτή η συνάθροιση, η συμμετοχή τους εδώ μπορεί να θεωρηθεί ως μεταβατική από την προηγούμενη βιοφάση και οι οικολογικές τους προτιμήσεις να μη χαρακτηρίζουν το παρόν περιβάλλον.

Τα είδη *Cibicides lobatulus* και *Planorbulina mediterraneensis* έχουν αναφερθεί σε υψηλής ενέργειας μεσοπαράκτιους πυθμένες και σχετίζονται με την αυξημένη φυτοκάλυψη και την καλή οξυγόνωση (Schweizer, 2006; Buosi et al., 2012; López-Belzunce et al., 2014; Martins et al., 2015). Η καλή οξυγόνωση επιβεβαιώνεται άλλωστε και από τα υπόλοιπα είδη αυτής της συνάθροισης. Όμοια και το είδος *Hanzawaia bouena* προτιμά υψηλής ενέργειας μεσοπαράκτιους πυθμένες (Iaccarino & Proto Decima, 1990). Το είδος *Spiroplectinella saggitula* αφθονεί κυρίως στη μέση κρηπίδα (Murray, 1991; Martínez-García, 2013) και έχει αναφερθεί σε περιοχές με έντονη επίδραση ρευμάτων (Schönfeld, 2002; Buosi et al., 2012). Τα είδη *Cibicides lobatulus*, *Planorbulina mediterraneensis* και *Spiroplectinella saggitula*, έχουν βρεθεί μαζί από τους Martis et al. (2015), σε περιβάλλον μέσης κρηπίδας με τα παραπάνω χαρακτηριστικά (αυξημένη φυτοκάλυψη, καλή οξυγόνωση, ρεύματα). Το είδος *Bigenerina nodosaria* είναι συνδεδεμένο με την απόθεση φρέσκου οργανικού υλικού (Goineau et al., 2011) και έχει αναφερθεί κυρίως από την περιπαράκτια ζώνη έως την ανώτερη βαθύαλη (Sgarrella & Moncharmont Zei, 1993). Εδώ εμφανίζεται μόνο στην κορυφή του πυρήνα.

Τελικά, οι οικολογικές προτιμήσεις των συνοδών ειδών αυτής της συνάθροισης παραπέμπουν σε ένα καθεστώς μεταξύ των ρηχών θαλάσσιων συνθηκών, που προτιμούν τα μεσοπαράκτια είδη (*Haynesina depressula*, *Elphidium granosum*, *Planorbulina mediterraneensis*, *Hanzawaia bouena*) και αυτών ενός πιο ανοιχτού θαλάσσιου χώρου, που συστήνεται από τα καθαρά περιπαράκτια είδη (*Bigenerina nodosaria*). Η συνύπαρξη αυτών των ειδών θα μπορούσε να ερμηνευτεί από την επίδραση των ρευμάτων, που φαίνεται να αρέσκεται η πλειοψηφία της πανίδας και πιθανώς ανέμειξαν κάποιες γειτονικές συναθροίσεις. Το βάθος αυτής της βιοφάσης δεν μπορεί εύκολα να εκτιμηθεί, αν ληφθεί υπόψιν ότι η δράση των ρευμάτων μετακίνησε τα ιζήματα. Πάντως, η σημαντική εμφάνιση του είδους *Bigenerina nodosaria* στην κορυφή του πυρήνα, χαρακτηριστικό σε περιβάλλοντα της βαθιάς περιπαράκτιας ζώνης, αποτυπώνει ότι, κάπου ανάμεσα στους χώρους

απόθεσης των ιζημάτων, το βάθος έχει αυξηθεί αρκετά. Τέλος, τα υφάλμυρα είδη που βρίσκονται στα βαθύτερα δείγματα του πυρήνα που συγκαταλέγονται στη συνάθροιση *Miliolina – Textularia agglutinans* group υποδεικνύουν τη μετάβαση από ένα προηγούμενα ρηχό θαλάσσιο περιβάλλον (εσωτερική κρηπίδα, μέτρια αλμυρότητα), σε έναν πιο ανοιχτό μεσοπαράκτιο έως περιπαράκτιο χώρο (μέση κρηπίδα).

Βιοφάση VI: Πολύ περιορισμένο υφάλμυρο, λιμνοθαλάσσιο ή δελταϊκό, περιβάλλον.

Συνάθροιση *Ammonia tepida* group (Ομάδα D1)

Επικρατούντα είδη: *Ammonia tepida* group (78.92%).

Συμπληρωματικά είδη: *Aubignyna perlucida* (4.31%), *Elphidium poeyanum* (3.47%), *Haynesina depressula* (1.63%), *Elphidium granosum* (1.50%), *Miliolina* (1.76%) *Textularia agglutinans* group (0.86%).

Όπως αναφέρθηκε στη μεθοδολογία, στην ομάδα *Ammonia tepida* group συγχωνεύονται τα είδη *Ammonia tepida* και *Ammonia parkinsoniana*. Το είδος *Ammonia tepida* είναι ευρύαλο και βρίσκεται συχνά σε ρηχά θαλάσσια περιβάλλοντα, λιμνοθαλάσσιους χώρους και δελταϊκές ζώνες (Jorissen, 1988; Almogi-Labin et al., 1992). Μπορεί να είναι ενδεικτικό σχετικά περιορισμένων συνθηκών (Debenay et al., 2005) και υψηλής συγκέντρωσης οργανικού υλικού, προερχόμενο από την ποτάμια εκφόρτιση (Di Bella et al., 2008). Το είδος *Ammonia parkinsoniana* είναι άφθονο σε λιμνοθαλάσσια περιβάλλοντα (Almogi-Labin et al., 1992), βρίσκεται συχνά σε κυρίως αμμώδεις, ρηχές θαλάσσιες αποθέσεις της Μεσογείου (Sgarrella & Moncharmont-Zei, 1993) και περιοχές που δέχονται την επιρροή γλυκών υδάτων (Jorissen, 1988). Συνολικά, τα είδη *Ammonia parkinsoniana* και κυρίως το είδος *Ammonia tepida* είναι τυπικά των υποπαράκτιων περιβαλλόντων, όπως εκβολές ποταμών και λιμνοθάλασσες, αφού είναι ανεκτικά σε ένα ευρύ φάσμα διακύμανσης των συνθηκών αλμυρότητας, θερμοκρασίας, συγκέντρωσης οργανικού υλικού και οξυγόνωσης (Jorissen, 1988; Carboni & Di Bella, 1996; Debenay et al., 2005; Casieri & Carboni, 2007; Frezza & Carboni, 2009; Di Bella et al., 2008; Naeher et al., 2012).

Τα είδη *Aubignyna perlucida*, *Elphidium poeyanum*, *Haynesina depressula*, *Elphidium granosum*, είναι τα πιο συχνά από τα λίγα είδη που συμπληρώνουν αυτή τη συνάθροιση. Είναι όλα ανεκτικά στην υψηλή συγκέντρωση οργανικού υλικού και συνδεδεμένα με το λιμνοθαλάσσιο/ δελταϊκό καθεστώς (Jorissen, 1988; Casieri & Carboni, 2007; Di Bella et al., 2008, 2011, 2014; Di Bella & Casieri, 2011; Melis & Covelli, 2013). Ανάλογες συναθροίσεις έχουν αναφερθεί από πολλούς συγγραφείς στον ευρύτερο χώρο της Μεσογείου (Di Bella & Casieri, 2011 και αναφορές εκεί; Di Bella et al., 2012) και αποδίδονται σε περιορισμένα, λιμνοθαλάσσια ή δελταϊκά, περιβάλλοντα.

Στη συνάθροιση *Ammonia tepida* group καταγράφονται οι χαμηλότερες τιμές του δείκτη ποιικιλότητας, ενώ το ποσοστό της επικράτησης προσεγγίζει τη μέγιστη τιμή 1. Σύμφωνα με τον Murray (1991), οι τιμές αυτές επιβεβαιώνουν τις δυσμενείς συνθήκες της ολιγοτυπικής αυτής συνάθροισης, η οποία θα μπορούσε να αναφέρεται σε έναν υψηλό βαθμό περιορισμό που αντιστοιχεί σε ένα λιμνοθαλάσσιο ή δελταϊκό περιβάλλον (Di Bella et al., 2012), βάθους 10 – 20m.

**Βιοφάση V: Υφάλμυρο λιμνοθαλάσσιο περιβάλλον, στο στόμιο ηπειρωτικής εκφόρτισης.
Συνάθροιση *Elphidium roeyanum* – *Ammonia tepida* group (Ομάδα D2a)**

Επικρατούντα είδη: *Elphidium roeyanum* (36.06%), *Ammonia tepida* group (27.03%).

Συμπληρωματικά είδη: *Textularia agglutinans* group (5.59%), *Aubignyna perlucida* (4.71%), *Miliolina* (4.41%), *Haynesina depressula* (2.75%), *Elphidium granosum* (2.75%), *Hanzawaia boueana* (2.66%).

Το είδος *Elphidium roeyanum* είναι χαρακτηριστικό σε ρηχά θαλάσσια περιβάλλοντα κοντά σε ποτάμια δέλτα και προτείνει αυξημένη συγκέντρωση οργανικής ύλης και καλή οξυγόνωση των υδάτων, (Jorissen, 1988). Σύμφωνα με τον Jorissen (1988), το είδος αυτό αναπτύσσεται σημαντικά, σε περιοχές όπου έχουν άμεση σύνδεση με τον ποταμό Πάδο, στην Αδριατική, σε βάθος 15 έως 30m. Σε αυτή ακριβώς τη ζώνη, αναφέρει ο συγγραφέας, έχει τη μέγιστη ανάπτυξή του και το ευρύαλο είδος *Ammonia tepida*.

Οι δείκτες επικράτησης και ποικιλότητας αυτής της συνάθροισης είναι διαφοροποιημένοι σε σχέση με την προηγούμενη, όμως δεν έχουν ξεπεράσει τα όρια του μεταβατικού περιβάλλοντος και δεν είναι πολλά τα είδη που έχουν αποκτήσει σημαντική παρουσία. Έτσι, η πανίδα συμπληρώνεται από μερικά τυπικά ρηχά είδη (*Aubignyna perlucida*, *Haynesina depressula*, *Elphidium granosum*, *Hanzawaia boueana*) αλλά και μικρά ποσοστά των ομάδων *Textularia agglutinans* group και *Miliolina*, που όπως αναφέρθηκε η διασπορά τους στη Μεσόγειο είναι μεγάλη και μπορούν να ανταποκρίνονται σε ένα ευρύ φάσμα περιβαλλόντων. Το ποσοστό της ομάδας *Ammonia tepida* group αλλά και η μειωμένη εμφάνιση της ομάδας *Miliolina* καταδεικνύουν μειωμένη αλμυρότητα.

Ο περιορισμένος αριθμός δειγμάτων που περιλαμβάνεται σε αυτή την ομάδα φαίνεται να αντιστοιχεί σε ένα ρηχό θαλάσσιο περιβάλλον, στο στόμιο κάποιας ηπειρωτικής εκφόρτισης, όπου η αλμυρότητα επηρεάζεται σημαντικά.

Βιοφάση IV: Προδελταϊκό περιβάλλον, μέτριας αλμυρότητας.

Συνάθροιση *Ammonia tepida* group – *Aubignyna perlucida* (Ομάδα D2b)

Επικρατούντα είδη: *Ammonia tepida* (32.75%), *Aubignyna perlucida* (13.17%).

Συχνά: *Miliolina* (9.98%), *Elphidium granosum* (7.05%), *Textularia agglutinans* group (6.16%), *Haynesina depressula* (4.30%).

Συμπληρωματικά είδη: *Ammonia beccarii* (2.87%), *Planorbulina mediterraneensis* (2.82%), *Cibicides lobatulus* (1.87%), *Cassidulina carinata* (1.81%), *Hanzawaia boueana* (1.59%), *Elphidium roeyanum* (1.16%).

Το ποσοστό που συγκεντρώνει το είδος *Aubignyna perlucida* σε αυτή τη συνάθροιση συστήνει ένα περιβάλλον με άφθονη τροφή και οξυγόνο (Jorissen, 1988). Το είδος αυτό είναι τυπικό σε εκβολές ποταμών και ρηχά θαλάσσια περιβάλλοντα (Murray et al., 2000) και δείχνει προτίμηση στην αυξημένη συγκέντρωση οργανικού υλικού αλλά έχει ελάχιστη ανοχή σε συνθήκες ελλιπούς οξυγόνου (Jorissen, 1988). Τα επικρατούντα είδη *Aubignyna perlucida* και *Ammonia tepida* group κατοικούν σε ρηχά ύδατα, 10 – 20m βάθος και είναι ανεκτικά σε συνθήκες μειωμένης αλμυρότητας (Jorissen, 1987; Albani & Serandrei Barbero, 1990).

Επιπλέον, και τα συμπληρωματικά είδη *Elphidium granosum* και *Haynesina depressula* έχουν καταγραφεί σε λιμνοθαλάσσια και ρηχά θαλάσσια περιβάλλοντα, πλούσια σε τροφικά στοιχεία (Albani & Serandrei Barbero, 1990; Albani et al., 1998). Τα σημαντικά ποσοστά των ειδών της ομάδας *Miliolina* αλλά και το είδος *Elphidium granosum* συστήνουν κανονική θαλάσσια αλμυρότητα (Jorissen, 1988; Murray, 1991; Di Bella & Casieri, 2011).

Παρόμοιες συναθροίσεις έχουν χαρακτηριστεί ως ανοιχτά λιμνοθαλάσσια ή ρηχά θαλάσσια περιβάλλοντα (10 – 20m), όπου η έντονη παρουσία γλυκών υδάτων μειώνει τα επίπεδα της αλμυρότητας (Casieri & Carboni, 2007; Di Bella & Casieri, 2011 και αναφορές εκεί). Καταλήγοντας, η συνάθροιση *Ammonia tepida* group – *Aubignyna perlucida* μπορεί να αντιστοιχεί σε ένα προδελταϊκό χώρο, με μέτρια επίπεδα αλμυρότητας και αυξημένη παροχή τροφικών στοιχείων (Fiorini & Vaiani, 2001).

4.1.3. Σύγκριση των βιοφάσεων των δύο Πυρήνων

Όπως ήδη αναφέρθηκε, οι βιοφάσεις I, II και III, αν και προερχόμενες από διαφορετικό πυρήνα (I και II από ΔΕΗ1 και III από ΔΕΗ5), ομαδοποιήθηκαν στον ίδιο κύριο κλάδο, στο δενδρογράμμα που προέκυψε από την ανάλυση κατά συστάδες τύπου Q, με βάση δεδομένων το σύνολο των δειγμάτων των δύο πυρήνων και διαφοροποιήθηκαν από τις ομάδες IV, V, VI του πυρήνα ΔΕΗ5.

Από την ερμηνεία των βιοφάσεων φάνηκε ότι ο διαχωρισμός αυτός απεικονίζει τη διαφορά στον οικολογικό περιορισμό που επικρατεί σε αυτές τις βιοφάσεις. Έτσι, οι βιοφάσεις I, II και III αντιστοιχούν σε περιβάλλοντα ανοιχτών θαλάσσιων συνθηκών της μέσης κρηπίδας, όπου εντάσσονται εντός του πλαισίου επίδρασης ηπειρωτικών εκφορτίσεων και ανάλογα με την ένταση αυτών επηρεάζεται λιγότερο ή περισσότερο η αλμυρότητά τους και η ποσότητα τροφής και οξυγόνου σε αυτές, ενώ οι υπόλοιπες βιοφάσεις (IV, V, VI) έχουν ομαδοποιηθεί, μαζί στον άλλο κύριο κλάδο του δενδρογράμματος, αφού αποτυπώνουν τις περιορισμένες οικολογικές συνθήκες που επικρατούν στους περικλειστούς υφάλμυρους λιμνοθαλάσσιους χώρους εσωτερικής κρηπίδας, που αυτές αντιπροσωπεύουν.

4.2. Παλαιοπεριβαλλοντική – Παλαιοβαθυμετρική Ανασύσταση σε σχέση με το χρόνο

Σε αυτό το κεφάλαιο γίνεται προσπάθεια της ανασύστασης του παλαιοπεριβάλλοντος και του παλαιοβάθους του Νότιου Ευβοϊκού Κόλπου σε σχέση με το χρόνο, σύμφωνα με το σύνολο των στοιχείων που συλλέχθηκαν από τη μικροπαλιοντολογική μελέτη των πυρήνων ΔΕΗ1 και ΔΕΗ5. Στον **πίνακα 4.1** συγκεντρώνονται όλα τα αποτελέσματα των μεθόδων που χρησιμοποιήθηκαν για τη διάκριση των συναθροίσεων των βενθονικών τρηματοφόρων των πυρήνων και την αναγνώριση του παλαιοπεριβαλλοντικού πλαισίου (βιοφάσεων) που αυτές αντιπροσωπεύουν. Παράλληλα, σημειώνεται το χρονικό διάστημα που καλύπτεται από την κάθε βιοφάση, με βάση τα

βάθη του πυρήνα που εκτείνεται, όπως υπολογίστηκε με τη μέθοδο της γραμμικής παρεμβολής (linear interpolation) για τα διαστήματα μεταξύ των σημείων ελέγχου ηλικίας-βάθους.

Core	Core Depth (cm)	Time Interval (cal kyr BP)	Clusters	Assemblage	Biofacies	Environment	Water Depth (m)
DEH 1	116.5-174	4.86-7.31	A	<i>Haynesina depressula</i> – <i>Elphidium granosum</i>	I	Ανοιχτό θαλάσσιο περιβάλλον, έντονα επιρρεασμένο από ηπειρωτικές εκφορτίσεις, με μειωμένη αλμυρότητα, πηλώδες υπόστρωμα, άφθονη τροφή και οξυγόνο	Μέση Κρηπίδα ≈60
DEH 1	174-233	7.31-8.2	B	<i>Bulimina marginata</i> – <i>Ammonia beccarii</i>	II	Ανοιχτό ρηχό περιπαράκτιο περιβάλλον, με στοιχεία ευτροφισμού και υποξίας, λόγω ποτάμιας εκφόρτισης ή/και υψηλής παραγωγικότητας	Μέση Κρηπίδα ≈60
DEH 5	>28.5	9.09-<1.21	C	<i>Miliolina</i> – <i>Textularia agglutinans</i> group	III	Υψηλής ενέργειας ανοιχτό θαλάσσιο περιβάλλον, με πλούσια φυτοκάλυψη πυθμένα, άφθονο σε τροφή και οξυγόνο	Μέση Κρηπίδα έως >60
DEH 5	101.5-150	>13.21-21.3?	D1	<i>Ammonia tepida</i> group	IV	Πολύ περιορισμένο υφάλμυρο, λιμνοθαλάσσιο ή δελταϊκό, περιβάλλον	Εσωτερική Κρηπίδα ≈10
DEH 5	86.5-101.5	12.89-13.21	D2a	<i>Elphidium poeyanum</i> – <i>Ammonia tepida</i> group	V	Υφάλμυρο λιμνοθαλάσσιο περιβάλλον, στο στόμιο ηπειρωτικής εκφόρτισης	Εσωτερική Κρηπίδα <20
DEH 5	28.5-86.5	9.09-12.89	D2b	<i>Ammonia tepida</i> group – <i>Aubignyna perlucida</i>	VI	Προδελταϊκό περιβάλλον, μέτριας αλμυρότητας	Εσωτερική Κρηπίδα <20

Πίνακας 4.1: Συγκεντρωτικός πίνακας αποτελεσμάτων.

Σύμφωνα με τις χρονολογήσεις, το ιζηματολογικό αρχείο των πυρήνων καλύπτει συνολικά ένα χρονικό διάστημα πάνω από 13540cal. yr BP (μέχρι περίπου τα 21,3cal. kyr BP). Σε αυτό το διάστημα αναγνωρίστηκαν έξι βιοφάσεις διακριτών οικολογικών συνθηκών, που περιγράφουν την παλαιοοικολογική εξέλιξη της περιοχής μελέτης από το Ανώτερο Πλειστόκαινο έως σήμερα, η οποία αναλύεται παρακάτω σε τρία στάδια. Η προ - Ολοκαινική περίοδος (>11,5cal. kyr BP, Στάδιο 1^ο) παρου-

σιάζεται μόνο στα ιζήματα του πυρήνα ΔΕΗ5, στις βιοφάσεις VI, V, IV, για την περίοδο του Μέσου Ολοκαίνου και νωρίτερα (Στάδιο 2^ο) τα αποτελέσματα τεκμηριώνονται και από τους δύο πυρήνες, στις βιοφάσεις III, II, I, ενώ το Ανώτερο Ολόκαινο (Στάδιο 3^ο) βρίσκεται μόνο στη συμπυκνωμένη βιοφάση III του πυρήνα ΔΕΗ5.

Στάδιο 1^ο: Προ-Ολοκαινική Άνοδος της Θαλάσσιας Στάθμης

(Ανώτερο Πλειστόκαινο έως Κατώτερο Ολόκαινο)

Λιμνοθαλάσσιο καθεστώς, βάθος <30m

Από τις έξι βιοφάσεις που διακρίθηκαν στην περιοχή μελέτης η βιοφάση IV είναι η αρχαιότερη (>13.21 cal. kyr BP). Η βιοφάση αυτή αντιστοιχεί στη συνάθροιση *Ammonia tepida* group και αντιπροσωπεύει ένα εξαιρετικά περιορισμένο περιβάλλον μίας περικλειστης και υφάλμυρης λιμνοθαλάσσης ή ενός δελταϊκού χώρου, όπου λόγω των ισχυρά δυσμενών συνθηκών, κυρίως μειωμένης αλμυρότητας, ίσως και ολιγοτροφισμού, όπως αναφέρει ο Murray (2001) για περιβάλλοντα με περιορισμένη αφθονία ειδών, έχουν καταφέρει να αναπτυχθούν μόνο λίγα ευρύαλα και ανεκτικά είδη. Η πανίδα κατά κύριο λόγο διαμορφώνεται από το είδος *Ammonia tepida*, ενώ τα υπόλοιπα είδη ακολουθούν με μικρή εμφάνιση. Το βάθος που αναπτύσσεται αυτή η βιοφάση, εκτιμάται <20m (περίπου 10m).

Εν συνεχεία, η βιοφάση V καλύπτει το χρονικό διάστημα μεταξύ 13.21 και 12.89 cal. kyr BP. Το περιβάλλον, που χαρακτηρίζεται από τη συνάθροιση *Elphidium roeyanum* – *Ammonia tepida* group, συνεχίζει να είναι αρκετά περιορισμένο και υφάλμυρο και η αφθονία των ειδών έχει αυξηθεί ελάχιστα, χωρίς πολλά είδη να εμφανίζουν αξιόλογα ποσοστά. Η βιοφάση αυτή φαίνεται να εξελίσσεται μπροστά στο στόμιο ηπειρωτικών εκφορτίσεων, ενώ το βάθος της δεν ξεπερνά τα 20m. Η παρουσία του είδους *Elphidium roeyanum* καταδεικνύει την επαρκή οξυγόνωση και ποσότητα τροφής, έτσι οι συνθήκες μπορούν να θεωρηθούν λιγότερο δυσμενείς από προηγούμενως.

Το καθεστώς των λιμνοθαλάσσιων συνθηκών συνεχίζει και κατά το διάστημα των 12.89 έως 9.09 cal. kyr BP, όπου περιγράφεται από τη βιοφάση VI και τη συνάθροιση *Ammonia tepida* group – *Aubignyna perlucida*. Παρόλα αυτά, ο περιορισμένος χώρος, που φιλοξένησε τις δύο προηγούμενες βιοφάσεις, αρχίζει σταδιακά να «ανοίγει». Η αφθονία των ειδών έχει αυξηθεί, όμως ακόμα επικρατούν υφάλμυρα είδη, απόδειξη ότι ο χώρος δεν απομακρύνεται αρκετά από τη στεριά και υπάρχει ακόμα πολύ ισχυρή επιρροή γλυκών υδάτων που μειώνει τα επίπεδα αλμυρότητας.

Στάδιο 2^ο: Ολοκαινική Άνοδος της Θαλάσσιας Στάθμης

(Μέσο Ολόκαινο)

Ρηχές θαλάσσιες συνθήκες, βάθους περίπου 60m

Η αναλυτική εικόνα για την περίοδο από το Μέσο Ολόκαινο έως τα 4.86 cal. kyr BP, διαγρά-

φεται στις βιοφάσεις II και I. Από τα **8.2 έως τα 7.31 cal. kyr BP**, η βιοφάση II αναπτύσσεται στις καθαρά θαλάσσιες συνθήκες ρηχού περιπαράκτιου χώρου, βάθους <60m. Από τη συνάθροιση *Bulimina marginata* – *Ammonia beccarii* αποτυπώνεται ένα ήπιο φαινόμενο ευτροφισμού, προερχόμενο τόσο από τις ηπειρωτικές εκφορτίσεις, όσο και από την υψηλή παραγωγικότητα, προκαλώντας την ελλιπή παρουσία ειδών-δεικτών καλής οξυγόνωσης (π.χ. *Elphidium* spp.). Όμως, παρά τη μέτρια οξυγόνωση, το φαινόμενο αυτό δεν είναι αρκετό ώστε να εμποδίσει την ανάπτυξη μίας πλούσιας πανίδας.

Απο τα **7.31 έως τα 4.86 cal. kyr BP**, στη βιοφάση I, η επιρροή των γλυκών υδάτων διαγράφεται εντονότερη, μέσω της συνάθροισης *Haynesina depressula* – *Elphidium granosum*. Τη θέση των προηγούμενων επικρατούντων θαλάσσιων ειδών παίρνουν τώρα μέτριας αλμυρότητας είδη, ενώ τα επίπεδα οξυγόνωσης φαίνεται να αποκαθίστανται. Η απόθεση των ιζημάτων θεωρείται ότι έχει γίνει σε έναν επίσης ανοιχτό θαλάσσιο χώρο (υψηλή αφθονία ειδών), όμως η επικράτηση επί της πανίδας των ειδών *Haynesina depressula* και *Elphidium granosum*, χαρακτηριστικά σε λιμνοθαλάσσιες ή μέτριας αλμυρότητας ρηχές αποθέσεις, συστήνει αλλαγή των προηγούμενων καθαρά θαλάσσιων συνθηκών.

Είναι γεγονός ότι από το Μέσο Ολόκαινο και μετά, έχει αναφερθεί, σε αρκετές περιοχές της Εύβοιας (Ghilardi et al., 2012, 2013, 2014), αλλά και ευρύτερα της Ανατολικής Μεσογείου (Brückner et al., 2005; Vött et al., 2007b) η προέλαση ποτάμιων δέλτα και συσσώρευση αποθέσεων ιλύος, σε πρώην καθαρά θαλάσσιους χώρους. Συγκεκριμένα, από τη μελέτη παράκτιων πυρήνων ιζήματος, οι συγγραφείς παρατήρησαν ότι, σε κάποιο διάστημα μετά τα 6kyr BP, εμφανίζεται μία λιμνοθαλάσσια φάση να υπέρκειται προγενέστερων καθαρά θαλάσσιων αποθέσεων. Αμέσως μετά, οι συνθήκες, εκ νέου, επιστρέφουν απότομα σε θαλάσσιες. Σύμφωνα με τους συγγραφείς, το φαινόμενο αυτό μπορεί να εξηγηθεί από τοπικού τεκτονικού ελέγχου παράγοντες, που σχετίζονται με την επιβράδυνση του ρυθμού ανόδου της θαλάσσιας στάθμης από τα 6kyr BP και μετά, στο Αιγαίο και ταυτόχρονα από κλιματικούς παράγοντες που αύξησαν το φορτίο μεταφοράς των ηπειρωτικών εκφορτίσεων, για κάποιο διάστημα (Ghilardi et al., 2012). Ένα παρόμοιο φαινόμενο, θα μπορούσε να εξηγήσει και την εμφάνιση μεταγενέστερα της παρούσας ρήχης περιπαράκτιας πανίδας, μέτριας αλμυρότητας ειδών.

Προτείνεται λοιπόν, ότι κατά το Μέσο Ολόκαινο ο Νότιος Ευβοϊκός Κόλπος αποτελούσε ένα ρηχό περιπαράκτιο χώρο, περίπου 60m βάθους (όπως διαφαίνεται από την πλειοψηφία των ειδών που συναντώνται στις βιοφάσεις αυτού του διαστήματος), όπου μετά τα 7.31 cal. kyr BP δέχτηκε την επίδραση του φαινομένου προέλασης κάποιου ποτάμιου δέλτα και οι συνθήκες του μετατράπηκαν σε λιγότερο θαλάσσιες. Η εκτίμηση του βάθους στα <40m για τη συνάθροιση *Haynesina depressula* – *Elphidium granosum* απορρίπτεται αφού υπονοεί, μία εξαιρετικά έντονη ανύψωση της περιοχής από τα 8.2 έως τα 7.31 cal. kyr BP και μία ταχεία βύθιση μετά τα 4.86 cal. kyr BP, ώστε να φτάσει το σημερινό θαλάσσιο επίπεδο (70m βάθος). Πάντως σύμφωνα με τους Perissoratis & van Andel (1991), στο βόρειο τμήμα του κόλπου των Πεταλιών, όπου και βρίσκεται η περιοχή μελέτης, το πάχος των τεταρτογενών θαλάσσιων ιζημάτων είναι σημαντικά μικρό, γεγονός που οι συγγραφείς αποδίδουν στο ότι η περιοχή του διαύλου Αγίας Μαρίνας – Στύρων παρέμεινε

ρηχή έως το Ανώτερο Τεταρτογενές και οι θαλάσσιες συνθήκες άργησαν να εγκατασταθούν πλήρως.

Στάδιο 3^ο: Ολοκαινική Υψηλή Στάθμη της Θάλασσας

(Μέσο έως Ανώτερο Ολόκαινο)

Πλήρης αποκατάσταση θαλάσσιων συνθηκών, βάθος έως και >60m

Η συμπυκνωμένη βιοφάση III περιγράφει συνοπτικά την εξέλιξη των συνθηκών από τα **9.09cal. kyr BP έως και μετά τα 1.21cal. kyr BP**, μέσω της συνάθροισης *Miliolina – Textularia agglutinans* group. Η πανίδα των βενθονικών τρηματοφόρων έχει αποτυπώσει τη μετάβαση από τον προγενέστερο λιμνοθαλάσσιο χώρο του Κατώτερου Ολοκαίνου σε έναν ανοιχτό θαλάσσιο, του οποίου το βάθος φαίνεται να αυξάνεται με το χρόνο έως τη δημιουργία παρόμοιων των σημερινών θαλάσσιων συνθηκών.

Κύριο χαρακτηριστικό του περιβάλλοντος, στην περιοχή που αποτέθηκαν τα ιζήματα αυτής της βιοφάσης, είναι η έντονη δράση ρευμάτων, όπως αυτή διαγράφεται από τις οικολογικές προτιμήσεις των κυρίων ειδών. Τα ρεύματα φαίνεται να έχουν αναμείξει πανίδες μεταξύ γειτονικών χώρων, όπου τοποθετούνται από τη μεσοπαράκτια έως την ανώτερη περιπαράκτια ζώνη. Έτσι, η ακριβής εκτίμηση ενός ενιαίου βάθους είναι δύσκολη, αλλά η εμφάνιση προς τα πάνω όλο και πιο βαθιών περιπαράκτιων ειδών (*Bigenerina nodosaria*), αποδεικνύει ότι κάπου ανάμεσα στις ανεμειγμένες αποθέσεις το βάθος αυξήθηκε αρκετά, περισσότερο από 60m κατά το Ανώτερο Ολόκαινο.

Η ύπαρξη ρευμάτων στην περιοχή απόθεσης των συγκεκριμένων ιζημάτων είναι λογική, αφού η περιοχή συλλογής του πυρήνα τοποθετείται νότια του ρηχού διαύλου Αγίας Μαρίνα – Στήρων (βάθος 55m) και βόρεια των μεγαλύτερων κλίσεων και βαθών του κόλπου των Πεταλιών (βάθος >70m) (Perissoratis et al., 1989; Karageorgis, 1992), ακριβώς στη μέση του ανοίγματος της νότιας λεκάνης του Νότιου Ευβοϊκού Κόλπου (**εικ. 2.2**). Αυτή η θέση εξηγεί και την εξαιρετικά συμπυκνωμένη εμφάνιση των Ολοκαινικών ιζημάτων.

Συνολικά, κατά το Ανώτερο Πλειστόκαινο, η περιοχή του Νότιου Ευβοϊκού Κόλπου αποτελούσε μία περικλειστή υφάλμυρη λιμνοθάλασσα, λίγων μόνο μέτρων βάθους, στην οποία κατάφερε να επιζήσει μία ολιγοειδική έως μονοειδική πανίδα βενθονικών τρηματοφόρων. Περί το τέλος του Πλειοκαίνου, η λιμνοθάλασσα αυτή άρχισε να δέχεται την ασθενή επίδραση της θάλασσας. Ο οικολογικός περιορισμός παραμένει και το βάθος δεν ξεπερνά τα 20m. Με την έναρξη του Ολοκαίνου, διαφαίνεται το πρώιμο άνοιγμα του κόλπου. Το βάθος αυξάνεται ελάχιστα, ενώ τα ηπειρωτικά ύδατα εξακολουθούν να υπερτερούν και η αλμυρότητα κινείται σε μέτρια επίπεδα. Από το Μέσο Ολόκαινο και μετά στην περιοχή εξελίσσεται ένα ρηχό θαλάσσιο περιβάλλον, στο οποίο παραρείται πληθώρα οικολογικών διαφοροποιήσεων, μέχρι την πλήρη αποκατάσταση παρόμοιων με των σημερινών θαλάσσιων συνθηκών.

Κεφάλαιο 5.

Συμπεράσματα

Η μικροπαλαιοντολογική ανάλυση των πυρήνων ιζήματος ΔΕΗ1 και ΔΕΗ5, που συλλέχθηκαν από το βάθος των 70 και 75.5m αντίστοιχα, στο Νότιο Ευβοϊκό Κόλπο, επέτρεψαν την παλαιοπεριβαλλοντική και παλαιοβαθυμετρική ανασύσταση αυτού, από το Ανώτερο Πλειστόκαινο έως σήμερα. Η παρούσα μελέτη έφερε στην επιφάνεια στοιχεία για την παλαιοωκεανογραφική εξέλιξη του Κόλπου, από την εποχή που η στάθμη της θάλασσας στο Αιγαίο βρισκόταν χαμηλότερα του φράγματος εισόδου του (-60m), έως την πλήρη αποκατάσταση των σημερινών θαλασσίων συνθηκών.

Σκοπός της μελέτης ήταν η παρακολούθηση των επιπτώσεων της αλλαγής της στάθμης της θάλασσας στα υφαλοκρηπιδικά περιβάλλοντα του ΒΔ-κεντρικού Αιγαίου, για το χρονικό διάστημα μετά το μέγιστο της τελευταίας παγετώδους περιόδου έως σήμερα.

Ο Νότιος Ευβοϊκός Κόλπος αποτελεί μία σχετικά αβαθή επιηπειρωτική λεκάνη (<80m βάθους και μικρές κλίσεις $\approx 1^\circ$) και εντάσσεται σε μία σειρά νεοτεκτονικών βυθισμάτων που διαμορφώθηκαν από το Μειόκαινο, στο χώρο του οπισθο-τόξου, στην κεντρική Ελλάδα. Η προοδευτική πλήρωση της λεκάνης αυτής ξεκίνησε κατά το Κατώτερο Τεταρτογενές.

Σύμφωνα με τη βιβλιογραφία και με βάση γενικά υδρο-ισοστατικά μοντέλα, πριν από περίπου 21,5kyr, όταν το επίπεδο της θάλασσας στο Αιγαίο βρισκόταν χαμηλότερα από -120m από το σημερινό, ο Νότιος Ευβοϊκός κόλπος ήταν στο μεγαλύτερο μέρος του εκτεθειμένος στις ατμοσφαιρικές συνθήκες. Στα 11,5kyr BP, με το θαλάσσιο επίπεδο στα -60m, στο Νότιο Ευβοϊκό διαμορφώνονταν περίκλειστες λίμνες. Τέλος, από τα περίπου 8kyr BP, την εποχή που το επίπεδο της θάλασσας βρισκόταν στα -15m, οι συνθήκες στον κόλπο, ήταν περίπου σαν τις σημερινές.

Το υπό μελέτη ιζηματολογικό υλικό καλύπτει ένα χρονικό διάστημα εξέλιξης του κόλπου για πάνω από 13540cal. yr BP. Στα 56 δείγματα που συλλέχθηκαν από τον πυρήνα ΔΕΗ1 αναγνωρίστηκαν συνολικά 135 είδη βενθονικών τρηματοφόρων, ενώ στα 88 δείγματα του πυρήνα ΔΕΗ5 αναγνωρίστηκαν συνολικά 151 είδη. Η ιεραρχική ανάλυση κατά συστάδες τύπου Q, που εκτελέστηκε για τα δείγματα του καθένα πυρήνα ξεχωριστά, χώρισε δύο συναθροίσεις βενθονικών τρηματοφόρων στον πυρήνα ΔΕΗ1 και τέσσερις στον πυρήνα ΔΕΗ5. Από την ερμηνεία των συναθροίσεων και των αντίστοιχων οικολογικών δεικτών που υπολογίστηκαν, προέκυψαν έξι διακριτές βιοφάσεις. Οι βιοφάσεις αυτές παρουσιάζουν την πρόοδο της ανόδου της θαλάσσιας στάθμης στο Νότιο Ευβοϊκό κόλπο και την ανάλογη διαμόρφωση των παλαιοπεριβαλλοντικών συνθηκών σε αυτόν.

Συνοψίζοντας τα αποτελέσματα αυτής της έρευνας διακρίνονται τρία στάδια ανόδου της θαλάσσιας στάθμης:

- ένα προ-Ολοκαινικό στάδιο (μέχρι τα 9,09cal. kyr BP), όπου στην περιοχή μελέτης διαμορφώνονταν μία υφάλμυρη λιμνοθάλασσα, βάθους <30m και οι συναθροίσεις των βενθονικών τρηματοφόρων ορίζονταν από λίγα μόνο υφάλμυρα και ανεκτικά σε συνθήκες περιβαλλοντικής διαταραχής (stress) είδη
- ένα Μέσο-Ολοκαινικό στάδιο (8,2 έως 4,86cal. kyr BP), ρηχών θαλάσσιων συνθηκών, βάθους περί τα 60m, με πλούσιες σε είδη συναθροίσεις και στο οποίο είναι σημαντικό να τονιστεί η παρατήρηση δύο διαδοχικών φαινομένων:

- το πρώτο, από τα 8,2 έως 7,31 cal. kyr BP, όπου στο Νότιο Ευβοϊκό κόλπο επικράτησαν συνθήκες ήπιου ευτροφισμού και δυσοξίας, προερχόμενες από αύξηση της παραγωγικότητας, σε συνδυασμό με αύξηση της παροχής τροφικών στοιχείων ηπειρωτικής εισροής. Αυτό είχε ως αποτέλεσμα, στην πανίδα των βενθονικών τρηματοφόρων, τα είδη-δείκτες καλής οξυγόνωσης να αναπτυχθούν ελλιπώς
- και το δεύτερο, από 7,31 έως τα 4,86 cal. kyr BP, που ενώ η οξυγόνωση αποκαταστάθηκε, ακολούθησε η μείωση των επιπέδων αλμυρότητας, λόγω έντασης της ποτάμιας επιρροής. Αυτό το γεγονός αποδίδεται σε πιθανή προέλαση κάποιου ποτάμιου δέλτα μέσα στον προηγούμενο θαλάσσιο χώρο και προκάλεσε την εμφάνιση μεγάλου ποσοστού υφάλμυρων ειδών και την απόθεση ποτάμιας ιλύος
- και τέλος, το στάδιο της υψηλής στάθμης της θάλασσας του Ανώτερου Ολοκαίνου, που παρουσιάζεται μέσω μίας πανίδας βενθονικών τρηματοφόρων εμφανώς επηρεασμένης από ισχυρά θαλάσσια ρεύματα, καταδεικνύοντας την αύξηση της δραστηριότητας αυτών με την αποκατάσταση των θαλάσσιων συνθηκών.

Επίσης, από την ιεραρχική ανάλυση κατά συστάδες τύπου Q, που πραγματοποιήθηκε με βάση δεδομένων το σύνολο των δειγμάτων των δύο πυρήνων, επιβεβαιώθηκε ότι κατά τη διάρκεια του Μέσου Ολοκαίνου, οι θαλάσσιες συνθήκες είχαν εγκατασταθεί και στα δύο τμήματα του κόλπου, από τα οποία προέρχονται οι υπό μελέτη πυρήνες.

Συμπερασματικά, οι συναθροίσεις των βενθονικών τρηματοφόρων κατάφεραν να καταγράψουν το πέρασμα από τις λιμνοθαλάσσιες συνθήκες του Ανωτέρου Πλειστοκαίνου, στις ρηχές θαλάσσιες συνθήκες που εμφανίστηκαν και εξελίχθηκαν από τις αρχές του Ολοκαίνου έως σήμερα και δεδομένου αυτού θα συμβάλλει στην ηλεκτρονική βάση δεδομένων MEDFLOOD (MEDiterranean sea-level change and projection for future FLOODing, www.medflood.org), που σκοπό έχει τη συγκέντρωση όλων των δημοσιευμένων στοιχείων του σχετικού θαλάσσιου επιπέδου της Μεσογείου για την περίοδο του Ολοκαίνου.

Πίνακας Κύριων Ειδών

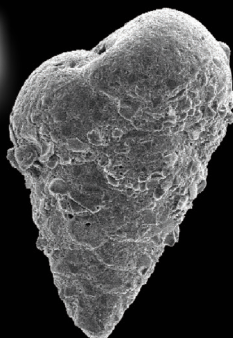
1. *Textularia agglutinans*
2. *Textularia calva*
3. *Spiroplectinella sagittula*
4. *Bigenerina nodosaria*
5. *Textularia pala*
6. *Quinqueloculina padana*
7. *Quinqueloculina seminulum*
8. *Quinqueloculina seminulum* (three chamber side)
9. *Triloculina marioni*
10. *Triloculina plicata*
11. *Miliolinella subrotunda*
12. *Sigmoilina tenuis*
13. *Spiroloculina excavata*
14. *Quinqueloculina stelligera*
15. *Cassidulina carinata.*

1



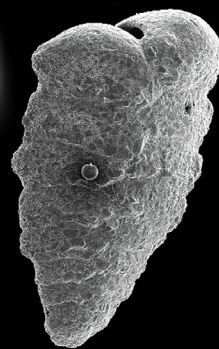
100µm

2



100µm

3



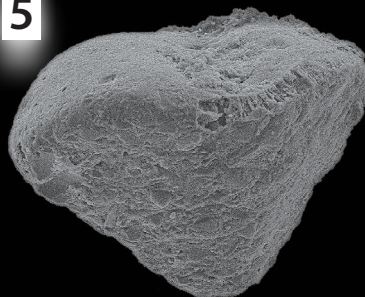
100µm

4



200µm

5



100µm

6



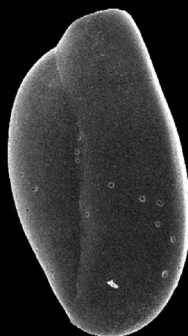
100µm

7



100µm

8



100µm

9



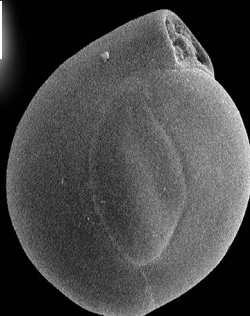
100µm

10



100µm

11



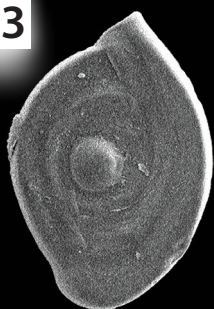
50µm

12



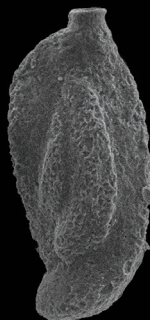
100µm

13



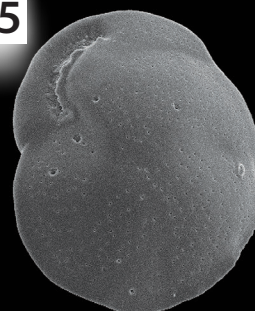
100µm

14



100µm

15



100µm

16. *Bulimina marginata*
17. *Bulimina aculeata*
18. *Bulimina gibba*
9. *Reussella spinulosa*
20. *Valvulineria bradyana*
21. *Valvulineria bradyana* (umbilical side)
22. *Valvulineria rugosa*
23. *Valvulineria rugosa* (umbilical side)
24. *Hanzawaia boueana*
25. *Hanzawaia boueana* (umbilical side)
26. *Cibicides lobatulus*
27. *Cibicides lobatulus* (umbilical side)
28. *Cibicides refulgens*
29. *Planorbulina mediterranensis*
30. *Planorbulina mediterranensis* (unattached side).

16



50µm

17



50µm

18



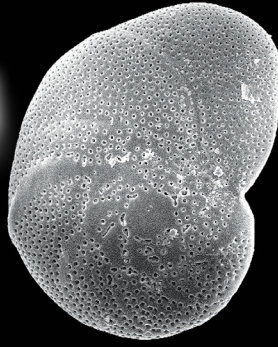
100µm

19



100µm

20



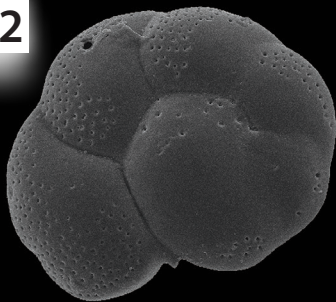
100µm

21



100µm

22



50µm

23



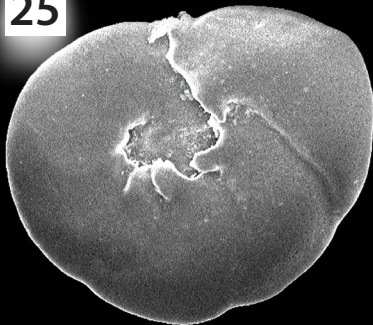
100µm

24



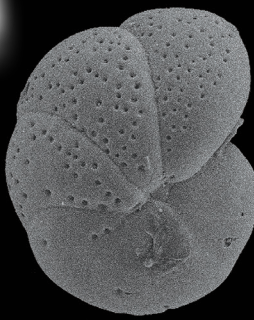
50µm

25



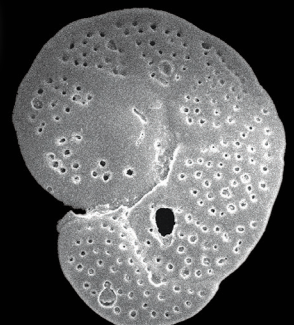
50µm

26



100µm

27



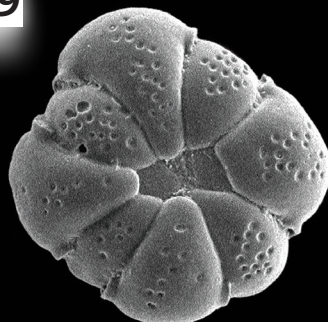
100µm

28



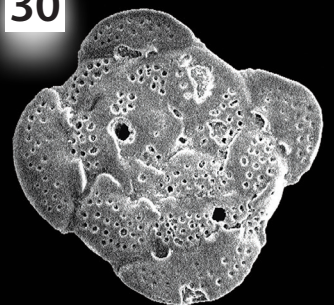
100µm

29



100µm

30



100µm

- 31. *Ammonia beccarii*
- 32. *Ammonia beccarii* (umbilical side)
- 33. *Ammonia tepida*
- 34. *Ammonia tepida* (umbilical side)
- 35. *Aubignyna perlucida*
- 36. *Aubignyna perlucida* (umbilical side)
- 37. *Elphidium granosum* forma *granosum*
- 38. *Elphidium granosum* forma *lidoense*
- 39. *Elphidium crispum*
- 40. *Elphidium advenum*
- 41. *Elphidium incertum*
- 42. *Elphidium poeyanum* forma *poeyanum*
- 43. *Elphidium poeyanum* forma *decipiens*
- 44. *Haynesina depressula*
- 45. *Nonionella turgida*

31



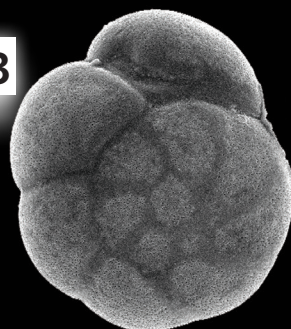
50μm

32



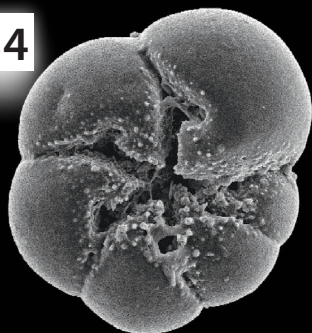
100μm

33



50μm

34



50μm

35



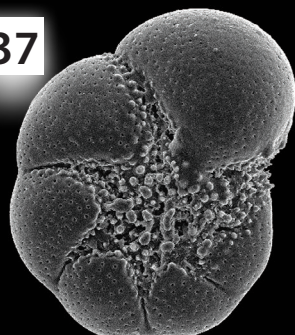
100μm

36



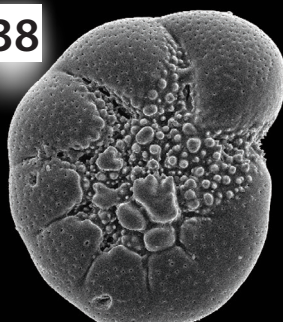
100μm

37



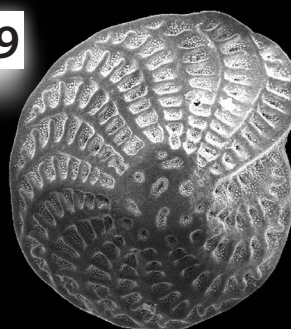
50μm

38



100μm

39



100μm

40



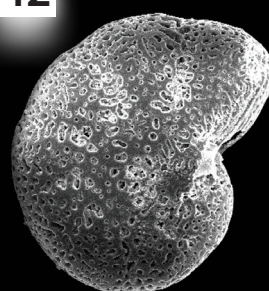
100μm

41



50μm

42



100μm

43



100μm

44



50μm

45



100μm

Βιβλιογραφία

- Albani A.D., Serandrei Barbero R., 1990. I foraminiferi della Laguna e del Golfo di Venezia. *Memorie di Scienze Geologiche Padova*: 42, 271-341.
- Albani, A.D., Favero, V.M., Serandrei Barbero, R., 1998. Distribution of sediment and benthic foraminifera in the Gulf of Venice, Italy. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 48, 252-265.
- Almogi-Labin, A., Perelis-Grossovicz, L. & Raab, M., 1992. Living Ammonia from a hypersaline inland pool, Dead Sea area, Israel. *Journal of Foraminiferal Research*, 22: 257-266.
- Anastasakis G. C., Piper D. J. W., Dermitzakis M. D., Karakitsios V. 2006: Upper Cenozoic stratigraphy and paleogeographic evolution of Myrtoon and adjacent basins, Aegean Sea, Greece. *Marine and Petroleum Geology* 23, 353–369.
- Asioli, A., Borsetti, A.M., 1989. Sea level changes as evidenced by benthic Foraminifera associations in the Adriatic Sea. *Bollettino di Oceanologia Teorica ed Applicata* 7 (4), 335-345.
- Avnaim-Katav, S., Almogi-Labin, A., Sandler, A., Sivan, D., 2013. Benthic foraminifera as paleoenvironmental indicators during the lastmillion years in the eastern Mediterranean inner shelf. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 386, 512-530.
- Avnaim-Katav, S., Hyams-Kaphzan, O., Milker, Y., Almogi-Labin, A., 2015. Bathymetric zonation of modern shelf benthic foraminifera in the Levantine Basin, eastern Mediterranean Sea. *Journal of Sea Research* 99, 97–106.
- Barmawidjaja D.M., Jorissen F.J., Puskaric S., Van der Zwaan G.J., 1992. Microhabitat selection by benthic Foraminifera in the Northern Adriatic Sea. *Journal of Foraminiferal Research*, 22 (4), 297-317.
- Barmawidjaja, D.M., van der Zwaan, G.J., Jorissen, F.J., Puskaric, S., 1995. 150 years of eutrophication in the northern Adriatic Sea, evidence from a benthicforaminiferal record. *Mar. Geol.* 122, 367–384.
- Berger, W. H. Diester-Haass, L., 1988. Paleoproductivity: the benthic/planktonic ratio in foraminifera as a productivity index. *Marine Geology* 81, 15-25.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., Bonani, G., 1997. A pervasive millennial-scale cycle in north Atlantic Holocene and glacial climates. *Science* 278, 1257-1266.
- Bray, J.R., Curtis, J.T., 1957. An ordination of the upland forest communities of southern Wisconsin. *Ecol. Monogr.* 27 (4), 325-349.
- Bruckner, H., Kelterbaum, D., Marunchak, O., Porotov, A., Vott, A., 2010. The Holocene sea level story since 7500 BP e lessons from the Eastern Mediterranean, the Black and the Azov Seas. *Quaternary International* 225, 160-179.
- Brückner, H., Vött, A., Schriever, A., & Handl, M., 2005. Holocene delta progradation in the Eastern Mediterranean – Case studies in their historical context. *Méditerranée*, 104, 95–106.

- Buosi C., Armynot Du Châtelet E. & Cherchi A., 2012. Benthic foraminiferal assemblages in the current-dominated Strait of Bonifacio (Mediterranean Sea). *Journal of Foraminiferal Research*, 42 (1): 39-55.
- Carboni, M.G., Di Bella, L., 1996. Morphological variation in the genus *Ammonia* Brünnich in the Plio/Pleistocene of the Sabina (Latium). In: Cherchi, A. (Ed.), *Autoecology of selected fossil organisms: achievements and problems*. Bollettino della Società Paleontologica Italiana, special vol. 3, Modena, pp. 63–76.
- Casieri, S., Carboni, M.G., 2007. Late-Quaternary paleoenvironmental reconstruction of San Benedetto del Tronto coast (Central Adriatic Sea) by benthic foraminiferal assemblages. *Geologica Romana* 40, 163-173.
- Cifelli, R., 1990. Part I. Foraminiferal classification from d'Orbigny to Galloway. In: Cifelli, R. (Ed.), *A History of the Classification of Foraminifera (1826–1933)*: Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication 27, 1-88.
- Cimerman, F., Langer, M., 1991. Mediterranean Foraminifera. *Slovenska Akademija Znanosti in Umetnosti, Academia Scientiarum Artium Slovenica, Classis IV: Historia Naturalis* 30, 1-118.
- Clark P.U., et al., 2009. The last Glacial Maximum. *Science* 325,710-714.
- Clark, P.U., Marshall, A., McCabe, A.M., Mix, A.C., Weaver, A.J., 2004. Rapid rise of sealevel 19,000 years ago and its global implications. *Science* 304, 114-1144.
- Culver, S. J., 1993. Foraminifera. In: Lipps, J. H. (Ed.). *Fossil Prokaryotes and Protists*. Boston, Blackwell: 203-247.
- d'Orbigny, A., 1826. Tableau méthodique de la classe des Céphalopodes. *Annales des Sciences / naturelles*. Pris (serie1) 7, 245-314.
- De Rijk, S., Jorissen, F.J., Rohling, E.J., Troelstra, S.R., 2000. Organic flux control on bathymetric zonation of Mediterranean benthic foraminifera. *Marine Micropaleontology* 40, 151-166.
- De Rijk, S., Troelstra, S.R., Rohling, E.J., 1999. Benthic foraminiferal distribution in the Mediterranean Sea. *Journal of Foraminiferal Research* 29, 93–100.
- De Stigter, H.C., Jorissen, F.J., van der Zwaan, G.J., 1998. Bathymetric distribution and microhabitat partitioning of live (Rose Bengal stained) benthic foraminifera along a shelf to bathyal transect in the southern Adriatic Sea. *Journal of Foraminiferal Research* 28, 40-65.
- Debenay J.P., Millet M., Angelidis M., 2005. Relationships between foraminiferal assemblages and hydrodynamics in the Gulf of Kalloni (Greece), *Journal of Foraminiferal Research* 35, 327–343.
- Deschamps, P., Durand, N., Bard, E., Hamelin, B., Camoin, G., Thomas, A.L., Henderson, G.M., Okuno, J., Yokoyama, Y., 2012. Ice-sheet collapse and sea-level rise at the Bølling warming 14,600 years ago. *Nature* 483, 559–564.

- Di Bella, L., Bellotti, P., Frezza, V., Bergamin, L., Carboni, M.G., 2011. Benthic foraminiferal assemblages of the imperial harbor of Claudius (Rome): further paleoenvironmental and geoarchaeological evidences. *The Holocene* 21, 1243-1257.
- Di Bella, L., Casieri, S., 2011. Paleoenvironmental reconstruction of Late Quaternary succession by foraminiferal assemblages of three cores from the San Benedetto del Tronto coast (central Adriatic Sea, Italy). *Quaternary International* 241, 169-183.
- Di Bella, L., Casieri, S., 2013. The Late Glacial–Holocene record from Central Adriatic Sea: Paleoenvironmental reconstruction based on benthic foraminiferal assemblages. *Geobios* 46, 473–489.
- Di Bella, L., Casieri, S., Carboni, M.G., 2008. Late Quaternary paleoenvironmental reconstruction of the Tremiti structural high (Central Adriatic Sea) from benthic foraminiferal assemblages. *Geobios* 41, 729-742.
- Di Bella, L., Frezza, V., Bergamin, L., Carboni, M.G., Falese, F., Martorelli, E., Tarragoni, C., Chiocci, F.L., 2014. Foraminiferal record and high-resolution seismic stratigraphy of the Late Holocene succession of the submerged Ombrone River delta (Northern Tyrrhenian Sea, Italy). *Quaternary International* 328-329, 287-300.
- Dimiza, M., Triantaphyllou, M., Koukousioura, O., Hallock, P., Simboura, N., Karageorgis, A., Papatheanasiou, E., 2016. The Foram Stress Index: A new tool for environmental assessment of soft-bottom environments using benthic foraminifera. A case study from the Saronikos Gulf, Greece, Eastern Mediterranean. *Ecological Indicators* 60, 611–621.
- Donnici S., Serandrei Barbero R., 2002. The benthic foraminiferal communities on the northern Adriatic continental shelf. *Marine Micropaleontology* 44, 93-123.
- Drinia, H. Anastasakis, G., 2012. Benthic foraminifer Palaeoecology of the Late Quaternary continental outer shelf of a Landlocked marine basin in central aegean sea, greece. *Quaternary International* 261, 43–52.
- Drinia, H., Antonarakou, A., Anastasakis, G., 2014. Late Quaternary micropalaeontological record of a semi-enclosed marine basin, North Evoikos, central Aegean Sea. *Quaternary International* 345, 18-31.
- Fiorini, F., Vaiani, S.C., 2001. Benthic foraminifers and transgressive-regressive cycles in the Late Quaternary subsurface sediments of the Po Plain near Ravenna (Northern Italy). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 40 (3), 357-403.
- Fishbein E., Patterson T., 1993. Error-weighted maximum likelihood (EWML): a new statistically based method to cluster quantitative micropaleontological data. *Journal of Paleontology*, 67, 475-486.
- Fisher, R.A., Corbet, A.S., Williams, C.B., 1943. The relation between the number of species and the

number of individuals in a random sample of an animal population. *Journal of Animal Ecology* 12, 42-58.

Flakowski, J., Bolivar, I., Fahrni, J., Pawlowski, J., 2005. Actin phylogeny of foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research* 35 (2), 93–102.

Flemming, N.C., 1978. Holocene eustatic changes and coastal tectonics in the Northeast Mediterranean: implications for models of crustal consumption. *Philosophical Transactions of The Royal Society of London* 289, 405-458.

Flemming, N.C., Webb, C.O., 1986. Tectonic and eustatic coastal changes during the last 10000 years derived from archaeological data. *Zeitschrift für Geomorphologie* 62, 1-29.

Frezza, V., Bergamin, L., Di Bella, L., 2005. Opportunistic benthic foraminifera as indicators of eutrophicated environments. Actualistic study and comparison with the Santernian middle Tiber Valley (Central Italy). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 44, 193-201.

Frezza, V., Carboni, M.G., 2009. Distribution of recent foraminiferal assemblages near the Ombrone River mouth (Northern Tyrrhenian Sea, Italy). *Revue de micropaléontologie* 52, 43-66.

Ghilardi, M., Collet, M., Pavlopoulos, K., Fachard, S., Psomiadis, D., Rochette, P., Demory, F., Knodell, A., Triantaphyllou, M., Delanghe-Sabatier, D., Bicket, A., Fleury, J., 2013. Geoarchaeology of Ancient Aulis (Boeotia, Central Greece): human occupation and Holocene landscape changes. *Journal of Archaeological Science* 40, 2071-2083.

Ghilardi, M., David Psomiadis, D., Pavlopoulos, K., Çelka, S. M., Fachard, S., Theurillat, T., Verdan, S., Knodell, A. R., Theodoropoulou, T., Bicket, A., Bonneau, A., Delanghe-Sabatier, D., 2014. Mid- to Late Holocene shoreline reconstruction and human occupation in Ancient Eretria (South Central Euboea, Greece). *Geomorphology* 208, 225-237.

Ghilardi, M., Fachard, S., Pavlopoulos, K., Psomiadis, D., Collana, C., Bicket, A., Crest, Y., Bonneau, A., Delanghe-Sabatier, D., Knodell, A., Theurillat, T., 2012. Reconstructing mid- to recent Holocene paleoenvironments in the vicinity of Ancient Amarynthos (Euboea Island, Greece). *Geodin. Acta* 25, 1-2, 38-51.

Goineau, A., Fontanier, C., Jorissen, F. J., Lansard, B., Buscail, R., Mouret, A., Kerhervé, P., Zaragosi, S., Ernoult, E., Artéro, C., Anschutz, P., Metzger, E., and Rabouille, C., 2011. Live (stained) benthic foraminifera from the Rhône prodelta (Gulf of Lion, NW Mediterranean): Environmental controls on a river-dominated shelf, *Journal of Sea Research*, 65, 58–75.

Goineau, A., Fontanier, C., Mojtahid, M., Fanget, A. S., Bassetti, M. A., Berné, S., Jorissen, F., 2015. Live–dead comparison of benthic foraminiferal faunas from the Rhône prodelta (Gulf of Lions, NW Mediterranean): Development of a proxy for palaeoenvironmental reconstructions. *Marine Micropaleontology* 119, 17–33.

- Goldstein, S. T., 2002. Foraminifera: a biological overview. In: Sen Gupta, B. K. (Ed.). *Modern foraminifera*. Dordrecht, Kluwer 37-55.
- Goldstein, S.T., 1999. Foraminifera: a biological overview. In: Sen Gupta, B.K. (Ed.), *Modern Foraminifera*. Kluwer, 37-55.
- Gooday, A. J., 2003. Benthic foraminifera (Protista) as tools in deep-water palaeoceanography: Environmental influences on faunal characteristics, *Advances in Marine Biology* 46, 1-90.
- Gooday, A., Alve, E., 2001. Morphological and ecological parallels between sublittoral and abyssal foraminiferal species in the NE Atlantic: a comparison of *Stainforthia fusiformis* and *Stainforthia* sp. *Progress in Oceanography* 50, 261-283.
- Hageman, J., 1979. Benthic foraminiferal assemblages from the Plio – Pleistocene open bay to lagoonal sediments of the western Peloponnesus (Greece). *Utrecht Micropaleontological Bulletin* 20 (171 pp.).
- Hammer, Ø., Harper, D.A.T., Ryan, P.D., 2001. PAST: paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica* 4, 1-9.
- Horton, B.P., Culver, S.J., Hardbattle, M.I.J., Larcombe, P., Milne, G.A., Morigi, C., Whittaker, J.E., Woodroffe, S.A., 2007. Reconstructing holocene sea-level change for the central Great Barrier Reef (Australia) using subtidal foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research* 37, 327-343.
- Horton, B.P., Edwards, R.J., 2006. Quantifying Holocene sea-level change using intertidal foraminifera: lessons from the British Isles. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research Special publication* 40, 1-97.
- Iaccarino, S., Proto Decima, F., 1990. Distribution patterns of Neogene benthic foraminifera in Sites 717, 718, and 719 (Leg 116). In Cochran, J.R., Stow, D.A.V., et al., *Proc. ODP, Sci. Results, 116: College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, 213-238.
- Jonkers, H. A., 1984. Pliocene benthonic foraminifera from homogenous and laminated marls on Crete. *Utrecht Micropaleontological Bulletins* 31, 1-180.
- Jorissen, F. J., Fontanier, C., and Thomas, E., 2007. Paleoceanographical proxies based on deep-sea benthic foraminiferal assemblage characteristics. In: *Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography: Pt. 2: Biological tracers and biomarkers*, edited by C. Hillaire-Marcel and A. de Vernal, Elsevier, 263-326.
- Jorissen, F.J., 1987. The distribution of benthic foraminifera in the Adriatic Sea. *Marine Micropaleontology* 12, 21-48.
- Jorissen, F.J., 1988. Benthic foraminifera from the Adriatic Sea, principles of phenotypic variation. *Utrecht Micropaleontological Bulletins*, 37 (174 pp.).
- Jorissen, F.J., Barmawidjaja, D.M., Puskaric, S., van der Zwaan, G.J., 1992. Vertical distribution of

- benthic foraminifera in the northern Adriatic Sea: the relation with the organic flux. *Marine Micropaleontology* 19, 131–146.
- Jorissen, F.J., De Stigter, H.C., Widmark, J.G.V., 1995. A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. *Marine Micropaleontology* 26, 3-15.
- Kaiho, K., 1994. Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean. *Geology* 22, 719-722.
- Kaiho, K., 1999. Effect of organic carbon flux and dissolved oxygen on the benthic foraminiferal oxygen index (BFOI). *Marine Micropaleontology* 37, 67-76.
- Kaminski, M.A., 2005. Foraminifera. In: Selley, R.C., Cocks, L.R.M., Plimer, I.R. (Eds.), *Encyclopedia of Geology*. Elsevier, 448-453.
- Karageorgis, A. P., 1992. Mineralogical, geochemical and stratigraphic study of the Holocene cover, in the marine area between Attica-Euboea-N.Cyclades. Unpublished Ph.D. thesis, University of Thessaloniki, No. 20 (200 pp).
- Kayan, I., 1988. Late Holocene sea-level changes on the Western Anatolian coast. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 68, 205-218.
- Kayan, I., 1997. Bronze Age regression and change of sedimentation on the Aegean Coastal plains of Anatolia (Turkey). In: Dalfes, H.N., Kukla, G., Weiss, H. (Eds.), *Third Millennium BC Climate Change and Old World Collapse*. NATO ASI Series. NATO, Berlin/Heidelberg, 431-450.
- Kellettat, D., 2005. A Holocene sea level curve for the eastern Mediterranean from multiple indicators. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 137 (Supplement), 1-9.
- Kellettat, D., 2006. Beachrock as sea-level indicator? Remarks from a geomorphological point of view. *Journal of Coastal Research* 22 (6), 1558-1564.
- Kellettat, D., 2007. Reply to: Knight, J., 2007: Beachrock reconsidered. Discussion of: Kellettat, D., 2006. Beachrock as Sea-Level Indicator? Remarks from a Geomorphological Point of View. *Journal of Coastal Research* 22 (6), 1558–1564. *Journal of Coastal Research* 23 (4), 1074–1078. *Journal of Coastal Research* 23 (6), 1605-1606.
- Knight, J., 2007. Beachrock reconsidered. Discussion of: Kellettat, D., 2006. Beachrock as sea-level indicator? Remarks from a geomorphological point of view. *Journal of Coastal Research* 22 (6), 1558–1564. *Journal of Coastal Research* 23 (4), 1074-1078.
- Kouwenhoven, T. J., 2000. Survival under stress: benthic foraminiferal patterns and Cenozoic biotic crises. *Geologica Ultraiectina* 186, 1-206.
- Lambeck, K., 1995. Late Pleistocene and Holocene sea-level change in Greece and south-western Turkey: a separation of eustatic, isostatic and tectonic contributions. *Geophysics Journal* 122, 1022-1044.

- Lambeck, K., 1996. Sea-level change and shoreline evolution in Aegean Greece since the Upper Paleolithic. *Antiquity* 70, 588-611.
- Lambeck, K., 2002. Sea level change from mid Holocene to Recent time: an Australian example with global implications. In: *Ice Sheets, Sea Level and the Dynamic Earth, Geodynamics Series*, vol. 29. American Geophysical Union, Washington, DC, 33-50.
- Lambeck, K., Antonioli, F., Purcell, F., Silenzi, S., 2004b. Sea-level change along the Italian coast for the past 10,000 yr. *Quaternary Science Reviews* 23, 1567-1598.
- Lambeck, K., Anzidei, M., Antonioli, F., Benini, A., Esposito, A., 2004a. Sea level in Roman time in the Central Mediterranean and implications for recent change. *Earth and Planetary Science Letters* 224, 463-575.
- Lambeck, K., Bard, E., 2000. Sea-level change along the French Mediterranean coast for the past 30,000 years. *Earth and Planetary Science Letters* 175, 203-222.
- Lambeck, K., Chappell, J., 2001. Sea level change through the last Glacial Cycle. *Science* 292, 679-686.
- Lambeck, K., Purcell, A., 2005. Sea-level change in the Mediterranean Sea since the LGM: Model predictions for tectonically stable areas. *Quaternary Science Reviews* 24, 1969-1988.
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., Sambridge, M., 2014. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 111, 15296-15303.
- Langer, R.M., 1993. Epiphytic foraminifera. *Marine Micropaleontology*. 20, 235-265.
- Langlet, D., Baal, C., Geslin, E., Metzger, E., Zuschin, M., Riedel, B., Risgaard-Petersen, N., Stachowitsch, M., Jorissen, F. J., 2014. Foraminiferal species responses to in situ, experimentally induced anoxia in the Adriatic Sea. *Biogeosciences*, 11, 1775-1797.
- Lee, J. J., Faber, W. W. Jr., Anderson, O. R., Pawlowski, J. (1991). Life-cycles of foraminifera. In: Lee, J. J., Anderson, O. R. (Ed.). *Biology of foraminifera*. London, Academic Press 285-334.
- Loeblich, A. R. and Tappan, H. 1987. *Foraminiferal Genera and their Classification*. Van Nostrand Reinhold Co., New York.
- Lopez-Belzunce, M., Blázquez, A.M., Pretus, J.L., 2014. Recent benthic foraminiferal assemblages and their relationship to environmental variables on the shoreface and inner shelf off Valencia (Western Mediterranean). *Mar. Environ. Res.* 101, 169-183.
- Loubere P., Fariddudin M., 1999. Benthic foraminifera and the flux of organic carbon in the seabed. In Sen Gupta B.K. (ed.), *Modern Foraminifera*, Kluwer Academic Publisher: 181-199.
- Lykousis, V., Souri - Kouroumbali, F., 1984. Surficial sediments in the southern Evvoikos Gulf-Petalion Gulf. *Proc.1st National Symposium on Oceanography and Fisheries, Athens* 477-484.

- Marsset, T., Bellec, V., 2002. Late-Pleistocene–Holocene deposits of the Rhône inner continental shelf (France): detailed mapping and correlation with previous continental and marine studies. *Sedimentology* 49, 255-276.
- Martínez-García, B., Pascual, A., Rodríguez-Lázaro, J., Bodego, A., 2013. Recent benthic foraminifers of the Basque continental shelf (Bay of Biscay, northern Spain): Oceanographic implications. *Continental Shelf Research* 66, 105-122.
- Martins, M.V.A., Quintino, V., Tentúgal R. M., Frontalini, F., Miranda, P., Laut L. L. M., Martins, R., Rodrigues, A. M., 2015. Characterization of bottom hydrodynamic conditions on the central western Portuguese continental shelf based on benthic foraminifera and sedimentary parameters. *Marine Environmental Research* 109, 52-68.
- Maselli, V., Trincardi, F., Cattaneo, A., Ridente, D., Asioli, A., 2010. Subsidence pattern in the central Adriatic and its influence on sediment architecture during the last 400 kyr. *Journal of Geophysical Research* 115, B12106.
- Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Stager, J.C., Karlén, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Homgren, K., Lee-Thorb, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E.J., 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62, 243-255.
- Mendes, I., Gonzalez, R., Dias, J.M.A., Lobo, F., Martins, V., 2004. Factors influencing recent benthic foraminifera distribution on the Guadiana shelf (Southwestern Iberia). *Marine Micropaleontology* 51, 171–192.
- Mikhalevich, V.I., 2004. On the heterogeneity of the former Textulariina (Foraminifera). In: Bubik, M., Kaminski, M.A. (Eds.), *Proceedings of the Sixth International Workshop on Agglutinated Foraminifera: Grzybowski Foundation Special Publication* 8, 317-349.
- Milker, Y., Schmiedl, G., 2012. A taxonomic guide to modern benthic shelf foraminifera of the western Mediterranean Sea. *Palaeontologia Electronica*, 15(2), (134pp.).
- Milker, Y., Schmiedl, G., Betzler, C., 2010. Holocene sea-level change in the Western Mediterranean Sea: quantitative reconstructions based on foraminiferal transfer functions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 307, 324-338.
- Milker, Y., Schmiedl, G., Betzler, C., 2011. Paleobathymetric history of the Western Mediterranean Sea shelf during the latest glacial period and the Holocene: quantitative reconstructions based on foraminiferal transfer functions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 307, 324-338.
- Milker, Y., Schmiedl, G., Betzler, C., Römer, M., Jaramillo-Vogel, D., Siccha, M., 2009. Distribution of recent benthic foraminifera in neritic carbonate environments of the Western Mediterranean Sea. *Marine Micropaleontology* 70, 207–225.

- Morhange, C., Pirazolli, P.A., 2005. Mid-Holocene emergence of southern Tunisian coasts. *Marine Geology* 220, 205-213.
- Morigi, C., Jorissen, F.J., Fraticelli, S., Horton, B.P., Principi, M., Sabbatini, A., Capotondi, L., Curzi, P.V., Negri, A., 2005. Benthic foraminiferal evidence for the formation of the Holocene mud-belt and bathymetrical evolution in the central Adriatic Sea. *Marine Micropaleontology* 57, 25-49.
- Morigi, C., Jorissen, F.J., Gervais, A., Guichard, S., Borsetti, A.M., 2001. Benthic foraminiferal faunas in surface sediments off NW Africa: relationship with the organic flux to the ocean floor. *Journal of Foraminiferal Research* 31, 350-368.
- Mörner, N. A., 1996. Rapid changes in coastal sea level. *Journal of Coastal Research* 12, 797-800.
- Mörner, N. A., 2000. Sea level changes and coastal dynamics in the Indian Ocean, *Integrated Coastal Zone Management, Launch Issue*, pp. 17-20.
- Mörner, N. A., 2005. Sea level changes and crustal movements with special aspects on the eastern Mediterranean. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 137, 91-102.
- Mühlenhoff, M., 2005. Geoarchäologische, sedimentologische und morphodynamische Untersuchungen im Mündungsgebiet des Büyük Menderes (Mäander), Westtürkei. In: *Marburger Geographische Schriften*, vol. 141. Marburger Geograph, Marburg/Lahn.
- Murray, J.W., 1991. *Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera*. Longman, Harlow (397 pp).
- Murray, J.W., 2000. The enigma of the continued use of total assemblages in ecological studies of benthic foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research*, 30, 244-245.
- Murray, J.W., 2001. The niche of benthic foraminifera, critical thresholds and proxies. *Marine Micropaleontology* 41, 1-7.
- Murray, J.W., 2006. *Ecology and Applications of Benthic Foraminifera*. Cambridge University Press, New York (426 pp.).
- Naeher, S., Geraga, M., Papatheodorou, G., Ferentinos, G., Kaberi, H., Schubert, C.J., 2012. Environmental variations in a semi-enclosed embayment (Amvrakikos Gulf, Greece) – reconstructions based on benthic foraminifera abundance and lipid biomarker pattern. *Biogeosciences* 9, 5081–5094.
- Oldfield, F., Asioli, A., Accorsi, C.A., Mercuri, A.M., Juggins, S., Langone, L., Rolph, T., Trincardi, F., Wolff, G., Gibbs, Z., Vigliotti, L., Frignani, M., van der Post, K., Branch, N., 2003. A high resolution Late Holocene palaeoenvironmental record from the central Adriatic Sea. *Quaternary Science Reviews* 22, 319-342.
- Papanikolaou, D., Lykousis, V., Chronis, G., Pavlakis, P., 1988. A comparative study of neotectonic basins across the Hellenic arc: the Messiniakos, Argolikos, Saronikos and Southern Evoikos Gulfs. *Basin Research* 1, 167- 176.

- Patterson T., Fishbein E., 1989. Re-examination of the statistical methods used to determine the number of points counts needed for micropaleontological quantitative research. *Journal of Paleontology*, 63, 245-248.
- Pavlopoulos, K., Fouache, E., Sidiropoulou, M., Triantaphyllou, M., Vouvalidis, K., Syrides, G., Gonet, A., Greco, E., 2013. Palaeoenvironmental evolution and sea-level changes in the coastal area of NE Lemnos Island (Greece) during the Holocene. *Quaternary International* 308-309, 80-88.
- Pavlopoulos, K., Kapsimalis, V., Theodorakopoulou, K., Panagiotopoulos, I., 2011. Vertical displacement trends in the Aegean coastal zone (NE Mediterranean) during the Holocene assessed by geo-archaeological data. *The Holocene* 1-13.
- Pavlopoulos, K., Theodorakopoulou, K., Bassiakos, Y., Hayden, B., Tsourou, T., Triantaphyllou, M., Kouli, K., Vandarakis, D., 2007. Palaeoenvironmental evolution of Istron (NE Crete) during the last 6000 years: depositional environment, climate and sea level changes. *Geodinamica Acta* 20 (4), 219-229.
- Pawlowski, J., Holzman, M., and Tyszka, J. 2013. New supraordinal classification of Foraminifera: Molecules meet morphology. *Marine Micropaleontology* 100, 1-10.
- Pawlowski, J., Vargas, C. de, Fahrni, J., Bowser, S., 1998. *Reticulomyxa filoda* – an “athalamid” freshwater foraminifer. *Forams '98, International Symposium on Foraminifera, Sociedad Mexicana de Paleontologia. AC, Special Publication* 78-79.
- Peltier, W.R., Shennan, I., Drummond, R., Horton, B., 2002. On the postglacial isostatic adjustment of the British Isles and the shallow viscoelastic structure of the Earth. *Geophysical Journal International* 148, 443-475.
- Perissoratis, C., Conispoliatis, N., 2003. The impacts of sea-level changes during latest Pleistocene and Holocene times on the morphology of the Ionian and Aegean seas (SE Alpine Europe). *Marine Geology* 196, 145-156.
- Perissoratis, C., Van Andel, T.H., 1988. A late Pleistocene unconformity at a gravity core taken at the Kavalla gulf Northern Aegean, Greece. *Marine Geology* 81, 53-61.
- Perissoratis, C., Van Andel, T.H., 1991. Sea-level changes and tectonism in the formation of the Quaternary basin of the South Evvoikos Gulf, Greece. *Terra Nova* 3, 294-302.
- Pirazzoli, P.A., 1976. Sea level variations in the northwest Mediterranean during Roman times. *Science* 194, 519-621.
- Pirazzoli, P.A., 1986. The early Byzantine Tectonic Paroxysm. *Zeitschrift für Geomorphologie* 62, 31-49.
- Pirazzoli, P.A., 2005. A review of possible eustatic, isostatic and tectonic contributions in eight late-Holocene relative sea-level histories from the Mediterranean area. *Quaternary Science Reviews* 24, 1989-2001.

- Pirazzoli, P.A., Thommeret, J., Thommeret, Y., Laborel, J., Montaggioni, L.F., 1982. Crustal block movements from Holocene shorelines: Crete and Antikythira (Greece). *Tectonophysics* 86, 27-43.
- Piva, A., Asioli, A., Trincardi, F., Schneider, R.R., Vigliotti, L., 2008. Late-Holocene climate variability in the Adriatic Sea (Central Mediterranean). *The Holocene* 18, 153-167.
- Poulos, S.E., Ghionis, G., Maroukian, H., 2009. Sea-level rise trends in the Attico-Cycladic region (Aegean Sea) during the last 5000 years. *Geomorphology* 107 10-17.
- 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.
- Riedel, H., 1996. Die holozäne Entwicklung des Dalyan-Deltas (Südwest-Türkei) unter besonderer Berücksichtigung der historischen Zeit. In: *Marburger Geographische Schriften*, 130. Marburger Geograph, Marburg/Lahn.
- Rohling, E.J., Mayewski, P.A., Abu-Zied, R.H., Casford, J.S.L., Hayes, A., 2002. Holocene atmosphere – ocean interactions: records from Greenland and the Aegean Sea. *Climate Dynamics* 18, 587-593.
- Rondoyanni, Th., Galanakis, D., Georgiou, C., Baskoutas, I., 2007. Identifying fault activity in the Central Evoikos Gulf (Greece). *Bulletin of the Geological Society of Greece* XXXX, 439-450.
- Rossi, V., Horton, B.P., 2009. The application of subtidal foraminifera-based transfer function to reconstruct Holocene paleobathymetry of the Po Delta, northern Adriatic Sea. *Journal of Foraminiferal Research*, 39, 180-190.
- Sbaffi, L., Wezel, F.C., Curzia, G., Zoppi, U., 2004. Millennial- to centennial- scale palaeoclimatic variations during Termination I and the Holocene in the central Mediterranean Sea. *Global and Planetary Change* 40, 201-217.
- Schattner, U., Lazar, M., Tibor, G., Ben-Avraham, Z., Makovsky, Y., 2010. Filling up the shelf – A sedimentary response to the last post-glacial sea rise. *Marine Geology* 278, 165–176.
- Schönfeld, J., 2002. Recent benthic foraminiferal assemblages in deep high-energy environments from the Gulf of Cadiz (Spain). *Marine Micropaleontology* 44, 141-162.
- Schweizer, M., 2006. Evolution and molecular phylogeny of Cibicides and Uvigerina (Rotaliida, Foraminifera). *Geologica Ultraiectina* 261, 1-167.
- Sen Gupta, B. K., 2002. Systematics of modern foraminifera. In: Sen Gupta, B. K. (Ed.). *Modern foraminifera*. Dordrecht, Kluwer 7-36.
- Sen Gupta, B.K., 1999. *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht (371 pp.).
- Sgarrella, F., Moncharmont-Zei, M., 1993. Benthic Foraminifera of the Gulf of Naples (Italy): sys-

- tematics and autoecology. *Bollettino della Societa Paleo - Palaeontologica Italiana* 32, 145-264.
- Shannon, C.E., Weaver, W., 1949. *The Mathematical Theory of Communication*. University of Illinois Press, Urbana, IL . (144 pp.).
- Sivan, D., Lambeck, K., Toueg, R., Raban, A., Porath, Y., Shirman, B., 2004. Ancient coastal wells of Caesarea Maritima, Israel, an indicator for relative sea level changes during the last 2000 years. *Earth and Planetary Science Letters* 222, 315-330.
- Stocchi, P., Spada, G., 2007. Glacio- and hydro-isostasy in the Mediterranean Sea: Clark's zones and role of remote ice sheets. *Annals of Geophysics* 50, 741-761.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., Van Der Plicht, J., Spurk, M., 1998. INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000–0 cal BP. *Radiocarbon* 40 (3), 1041–1083.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Reimer, R.W., 2005. CALIB 5.0. [www. program and documentation].
- Therianos, A.D., 1974. The regime and the geographical distribution of the outflows in the Hellenic area. *Bulletin of the Geological Society of Greece* 11, 28-58.
- Thommeret, J., Thommeret, Y., Laborel, J., Montaggioni, L.F., Pirazzoli, P.A., 1981. Late Holocene shoreline changes and seismo-tectonic displacements in western Crete (Greece). *Zeitschrift für Geomorphologie* 40, 127–149.
- Tsourou, T., Drinia, H., Anastasakis, G., Ostracod assemblages from holocene middle shelf deposits of southern Evoikos gulf (Central Aegean Sea, Greece) and their palaeoenvironmental implications. *Micropaleontology* 61 (1-2), 85-99.
- Vacchi, M., Montefalcone, M., Schiaffino, C.F., Parravicini, V., Bianchi, C.N., Morri, C., Ferrari, M., 2014. Towards a predictive model to assess the natural position of the *Posidonia oceanica* seagrass meadows upper limit. *Marine Pollution Bulletin* 83, 458-466.
- Van der Zwaan, G. J., 1982. Paleoecology of Late Miocene Mediterranean foraminifera. *Utrecht Micropaleontological Bulletins* 25, 1-202.
- Van der Zwaan, G. J., Jorissen, F. J., and de Stitger, H.C., 1990. The depth dependence of planktonic/benthic foraminiferal ratios: Constraints and applications. *Marine Geology* 95, 1-16.
- Van der Zwaan, G.J., Jorissen, F.J., 1991. Biofacial patterns in river-induced shelf anoxia. *Geological Society Special Publication* 58, 65-82.
- Van Hinsbergen, D.J.J., Kowenhoven, T.J., Van der Zwaan, G.J., 2005. Paleobathymetry in the backstripping procedure: correction for oxygenation effects on depth estimates, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 221, 245-265.
- Van Straaten, L. M. J. U. 1965. Sedimentation in the North-Western Part of the Adriatic Sea. Pro-

ceedings of the 17th Symposium Colston Research Society, Colston Paper, 17, University of Bristol, 143-162.

Vaniček V., Juračić M., Bajraktarević Z., Čosović V. 2000. Benthic foraminiferal assemblages in a restricted environment - An example from the Mljet Lakes (Adriatic Sea, Croatia). *Geologia Croatica*: 53, 269-279.

Verhallen, P.J.J.M., 1991. Late Pliocene to Early Pleistocene Mediterranean muddwelling foraminifera: influence of a changing environment on community structure and evolution. *Utrecht Micropaleontological Bulletin* 40, (220 pp.).

Verhoeve, D., 1971. Benthonic foraminifera of the Neogene Asteri, Dhramia and Francocastello formations from Western Crete, Greece. *Departement Aardwetenschappen. Leuven, Katholieke Universiteit Leuven* 290.

Vött, A., 2007. Relative sea level changes and regional tectonic evolution of seven coastal areas in NW Greece since the mid-Holocene. *Quaternary Science Reviews* 26, 894-919.

Vött, A., Brückner, H., Georg, C., Handl, M., Schriever, A., Wagner, H. J., 2007a. Geoarchäologische Untersuchungen zum holozänen Landschaftswandel der Küstenebene von Palairos (Nordwestgriechenland). In: Lang, F., Freitag, K., Funke, P., Grüger, E., Jahns, S., Kolonas, L., Schwandner, E. L., Vött, A. (Eds.), *Interdisziplinäre Landschaftsforschung im westgriechischen Akarnanien. Archäologischer Anzeiger* 2007 (1), 191-213.

Vött, A., Schriever, A., Handl, M., Brückner, H., 2007b. Holocene palaeogeographies of the central Acheloos River delta (NW Greece) in the vicinity of the ancient seaport Oiniadai. *Geodinamica Acta* 20/4, 241-256

Vouvalidis, K.G., Syrides, G.E., Albanis, K.S., 2005. Holocene morphology of the Thessaloniki Bay: impact of sea level rise. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 137 (Supplement), 147-158.

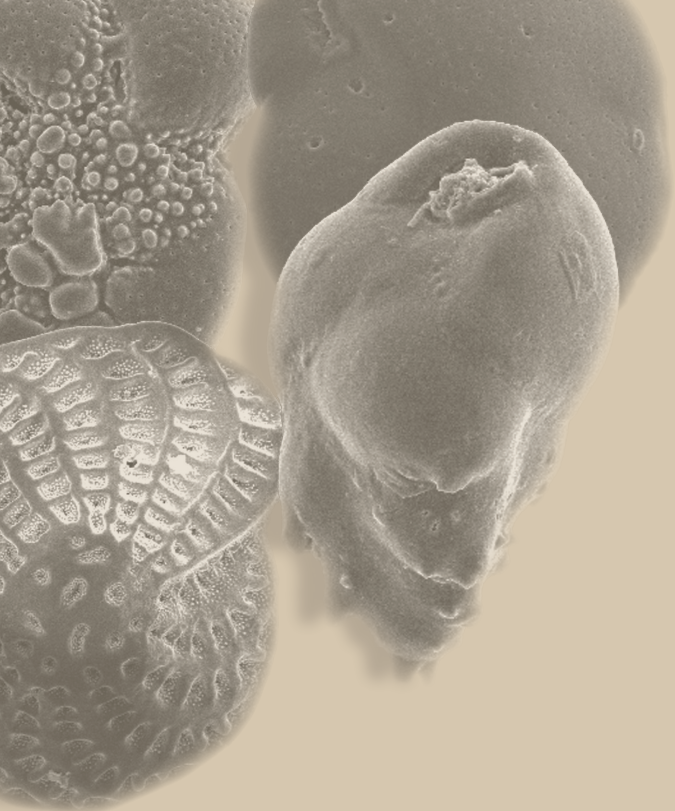
Wunderlich, J., Andres, W., 1991. Late Pleistocene and Holocene evolution of the western Nile delta and implications for its future development. In: Brückner, H., Radtke, U. (Eds.), *Von der Nordsee bis zum Indischen Ozean. Erdkundliches Wissen*, 105-120.

www.foraminifera.eu.

www.marinespecies.org/foraminifera.

Zecchin, M., Ceramicola, S., Gordini, E., Deponte, M., Critelli, S., 2011. Cliff overstep model and variability in the geometry of transgressive erosional surfaces in high-gradient shelves: the case of the Ionian Calabrian margin (southern Italy). *Marine Geology* 281, 43-58.

Zecchin, M., Ceramicola, S., Lodolo, E., Casalbore, D., Chiocci, F.L., 2015. Episodic, rapid sea-level rises on the central Mediterranean shelves after the Last Glacial Maximum: A review. *Marine Geology* 369, 212-223.



Ευρωπαϊκή Ένωση
Ευρωπαϊκό Κοινωνικό Ταμείο



ΕΠΙΧΕΙΡΗΣΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ
ΕΚΠΑΙΔΕΥΣΗ ΚΑΙ ΔΙΑ ΒΙΟΥ ΜΑΘΗΣΗ
επένδυση στην κοινωνία της γνώσης

ΥΠΟΥΡΓΕΙΟ ΠΑΙΔΕΙΑΣ ΚΑΙ ΘΡΗΣΚΕΥΜΑΤΩΝ
ΕΙΔΙΚΗ ΥΠΗΡΕΣΙΑ ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗΣ

Με τη συγχρηματοδότηση της Ελλάδας και της Ευρωπαϊκής Ένωσης

