



ΧΑΡΟΚΟΠΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ

**ΣΧΟΛΗ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ, ΓΕΩΓΡΑΦΙΑΣ ΚΑΙ ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΩΝ
ΟΙΚΟΝΟΜΙΚΩΝ**

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΓΡΑΦΙΑΣ

ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΗ ΚΑΙ ΠΑΛΑΙΟΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ

ΤΗΣ ΝΗΣΟΥ ΛΗΜΝΟΥ (ΒΑ ΑΙΓΑΙΟ)

ΤΑ ΤΕΛΕΥΤΑΙΑ 6000 ΕΤΗ

Διδακτορική Διατριβή

Μιμόζα Σιδηροπούλου

M.Sc. Ωκεανογράφος

Αθήνα 2016



ΧΑΡΟΚΟΠΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ

**ΣΧΟΛΗ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ, ΓΕΩΓΡΑΦΙΑΣ ΚΑΙ ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΩΝ
ΟΙΚΟΝΟΜΙΚΩΝ**

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΓΡΑΦΙΑΣ

Η Διδακτορική Διατριβή εξετάστηκε από την κάτωθι Επταμελή Επιτροπή:

**Παυλόπουλος Κοσμάς, Καθηγητής του Τμήματος Γεωγραφίας του
Χαροκοπείου Πανεπιστημίου (Επιβλέπων)**

**Fouache Eric, Καθηγητής του Τμήματος Γεωγραφίας του Πανεπιστημίου
της Σορβόνης (Paris 4)**

**Βουβαλίδης Κωνσταντίνος, Αναπληρωτής Καθηγητής του Τμήματος
Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης**

**Καρύμπαλης Ευθύμιος, Αναπληρωτής Καθηγητής του Τμήματος
Γεωγραφίας του Χαροκοπείου Πανεπιστημίου**

**Καψιμάλης Βασίλειος, Ερευνητής Β' του Ελληνικού Κέντρου Θαλασσίων
Ερευνών**

**Συρίδης Γεώργιος, Αναπληρωτής Καθηγητής του Τμήματος Γεωλογίας του
Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης**

**Τριανταφύλλου Μαρία, Καθηγήτρια του Τμήματος Γεωλογίας και
Γεωπεριβάλλοντος του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών**

Η έγκριση της διδακτορικής διατριβής από το Τμήμα Γεωγραφίας του Χαροκοπείου Πανεπιστημίου, δεν υποδηλώνει την αποδοχή των γνώμων του συγγραφέα (Ν.5343/1932, Άρθρο 202)

Η Μιμόζα Σιδηροπούλου

δηλώνω υπεύθυνα ότι:

- 1) Είμαι ο κάτοχος των πνευματικών δικαιωμάτων της πρωτότυπης αυτής εργασίας και από όσο γνωρίζω η εργασία μου δε συκοφαντεί πρόσωπα, ούτε προσβάλλει τα πνευματικά δικαιώματα τρίτων.
- 2) Αποδέχομαι ότι η ΒΚΠ μπορεί, χωρίς να αλλάξει το περιεχόμενο της εργασίας μου, να τη διαθέσει σε ηλεκτρονική μορφή μέσα από τη ψηφιακή Βιβλιοθήκη της, να την αντιγράψει σε οποιοδήποτε μέσο ή/και σε οποιοδήποτε μορφότυπο καθώς και να κρατά περισσότερα από ένα 087 αντίγραφα για λόγους συντήρησης και ασφάλειας.

Αφιερώνω τη διδακτορική διατριβή μου στην οικογένεια μου

ΠΡΟΛΟΓΟΣ – ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Η παρούσα διδακτορική διατριβή εκπονήθηκε στο Τμήμα Γεωγραφίας του Χαροκοπείου Πανεπιστημίου από το 2010 έως το 2016, ενώ ένα μέρος των αναλύσεων των μικροαπολιθωμάτων έγινε στο εργαστήριο Ιστορικής Γεωλογίας & Παλαιοντολογίας του Τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών.

Πραγματοποιήθηκαν δύο δημοσιεύσεις των αποτελεσμάτων της διδακτορικής διατριβής, η πρώτη το 2013 στο περιοδικό Quaternary International από τους Pavlopoulos K., Fouache E., Sidiropoulou M., Triantaphyllou M., Vouvalidis K., Syrides G., Gonnet A. και Greco E., και το 2014 δημοσιεύθηκε η δεύτερη στα Πρακτικά του Physis Aegaeum 37 από τους Sidiropoulou M., Fouache E., Pavlopoulos K., Triantaphyllou M., Vouvalidis K., Syrides G. και Greco E.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω όλους όσους συνέβαλαν και χωρίς τους οποίους δεν θα ήταν δυνατή η ολοκλήρωση της έρευνας αυτής. Η υλοποίηση της εργασίας αυτής δεν θα ήταν εφικτή χωρίς την επιστημονική και εργαστηριακή βοήθεια των παρακάτω πανεπιστημιακών μου δασκάλων τους οποίους και ευχαριστώ θερμά:

Τον επιβλέποντα της διδακτορικής διατριβής, Καθηγητή του Τμήματος Γεωγραφίας του Χαροκοπείου Πανεπιστημίου, κ. Κοσμά Παυλόπουλο, τον ευχαριστώ θερμά για την ανάθεση του θέματος και την πίστη στις δυνατότητες μου, για τη συνεχή υποστήριξη σε όλα τα στάδια της έρευνας από τις δειγματοληψίες μέχρι και τη συγγραφή, για την υπομονή και για τη βοήθεια του σε όλους τους προβληματισμούς μου. Αισθάνομαι πολύ τυχερή που είχα διπλά μου από τις προπτυχιακές μου σπουδές έναν τόσο σπουδαίο άνθρωπο και δάσκαλο, παρέχοντας μου έμπνευση, συμπαράσταση και ενθάρρυνση στο πεδίο της έρευνας που ήθελα να ακολουθήσω.

Το μέλος της Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής, Καθηγητή του Τμήματος Γεωγραφίας του Πανεπιστημίου της Σορβόνης, κ. Fouache Eric, τον ευχαριστώ πάρα πολύ για τη βοήθεια του και τη συμπαράσταση του κατά τη διάρκεια της εργασίας πεδίο, για όσα έμαθα δίπλα του για τη γεωμορφολογική χαρτογράφηση. Επίσης για τις συμβουλές του και για τις παρατηρήσεις του στη δημιουργία του γεωμορφολογικού χάρτη και για το κίνητρο που μου έδωσε να ασχοληθώ με θέματα της αρχαιολογίας με σκοπό την καλύτερη επίλυση περιβαλλοντικών ζητημάτων.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Αναπληρωτή Καθηγητή του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, μέλος της Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής, κ. Βουβαλίδη Κωνσταντίνο για τις εύστοχες παρατηρήσεις και συμβουλές του κατά τη διάρκεια της διδακτορικής διατριβής.

Ακόμη θα ήθελα να εκφράσω τις ευχαριστίες μου στον Αναπληρωτή Καθηγητή του Τμήματος Γεωγραφίας του Χαροκοπείου Πανεπιστημίου, κ. Καρύμπαλη Ευθύμιο, μέλος της επταμελούς εξεταστικής επιτροπής για τις εύστοχες συμβουλές και διορθώσεις για την ολοκλήρωση της διδακτορικής διατριβής.

Εν συνέχεια θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Ερευνητή Β' του Ελληνικού Κέντρου Θαλασσίων Ερευνών και μέλος της επταμελούς εξεταστικής επιτροπής, κ. Καψιμάλη Βασίλειο, με τον οποίο είχα την τύχη να συνεργαστώ από της προπτυχιακές μου σπουδές, για τις σημαντικές του παρατηρήσεις στη συγγραφή και στην παρουσίαση των ερευνητικών δεδομένων. Για τη βοήθεια του στην επίλυση των προβληματισμών μου.

Το μέλος της επταμελούς εξεταστικής επιτροπής Αναπληρωτή Καθηγητή του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, κ. Συρίδη Γεώργιο, των ευχαριστώ για τις παρατηρήσεις και τις συμβουλές για την ολοκλήρωση της διδακτορικής διατριβής.

Επιπρόσθετα θα ήθελα να ευχαριστήσω την Καθηγήτρια του Τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών, κ. Τριανταφύλλου Μαρία, μέλος της επταμελούς εξεταστικής επιτροπής, για την αμέριστη βοήθεια της στο τομέα της ανάλυσης των μικροαπολιθωμάτων. Επίσης για τη βοήθεια της στην εξοικείωση μου, σε επιστημονικό και σε εργαστηριακό επίπεδο με την αναγνώριση και την απεικόνιση των παλαιοντολογικών δεδομένων. Τέλος και για την παραχώρηση του εργαστηρίου και της υλικοτεχνικής υποδομής καθώς και για τις επιστημονικές συμβουλές και την ουσιαστική καθοδήγησή της.

Ακόμη, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Διδάκτορα του Τμήματος Γεωγραφίας του Χαροκοπείου Πανεπιστημίου, Βανδαράκη Δημήτριο, για τις συμβουλές και τη βοήθεια του στην έρευνα.

Θα ήθελα να εκφράσω τις ευχαριστίες μου στη Λέκτορα του Τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος, Δήμιζα Μαργαρίτα για τη βοήθεια της και τις συμβουλές της στο τομέα των μικροαπολιθωμάτων.

Σε αυτό το σημείο επιθυμώ να ευχαριστήσω τους: Κ. Βουβαλίδη, Γ. Συρίδη, Κ. Παυλόπουλο, Ε. Fouache, Θ. Παράσχου, Α. Gonnet και Δ. Βανδαράκη για τη συμμετοχή τους στις διατρήσεις των γεωτρήσεων.

Ένα μεγάλο ευχαριστώ οφείλω στον Διευθυντή της Ιταλικής Αρχαιολογικής Σχολής Emmanuelle Greco για τη χρηματοδότηση της έρευνας και για την παραχώρηση βιβλιογραφίας και πληροφοριών για τον αρχαιολογικό χώρο της Ηφαιστίας.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένειά μου για τη συμπαράσταση όλα τα χρόνια της ενασχόλησης μου με την έρευνα, για την υποστήριξη στις αποφάσεις μου και για τη βοήθεια τους σε ότι και αν αντιμετώπισα. Θα ήθελα ακόμη να ευχαριστήσω τον σύζυγο μου για τη βοήθεια του στην εργασία πεδίου και τη συνεχή υποστήριξη του. Επιπλέον θα ήθελα να ευχαριστήσω, τους φίλους μου για τη συμπαράσταση και τη βοήθεια στη γλωσσική επιμέλεια του κειμένου.

Η συμβολή όλων ήταν πολύ σημαντική για εμένα, χωρίς την υποστήριξη τους δεν θα ήταν δυνατή η υλοποίηση της έρευνας αυτής, τους ευχαριστώ όλους πάρα πολύ μέσα από την καρδιά μου!

Περιεχόμενα

ΠΡΟΛΟΓΟΣ – ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ	6
ΠΕΡΙΛΗΨΗ	11
ABSTRACT	13
ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΕΙΚΟΝΩΝ	14
ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΠΙΝΑΚΩΝ.....	18
1. Εισαγωγή - Σκοπός διδακτορικής διατριβής	19
1.1. Μεταβολές θαλάσσιας στάθμης	19
1.2. Κλιματικές μεταβολές	23
1.3. Παλαιοπεριβαλλοντικές αλλαγές σε παράκτιες περιοχές της Ελλάδας ...	25
2. Μεθοδολογία	28
2.1. Χαρτογραφικά δεδομένα	30
2.2. Αρχαιολογικά δεδομένα	31
2.3. Γεωμορφολογική χαρτογράφηση	32
2.4. Δειγματοληψία γεωτρήσεων	32
2.5. Λιθοστρωματογραφικά δεδομένα	34
2.6. Γεωχρονολόγηση.....	34
2.7. Μικροπαλαιοοντολογική ανάλυση.....	35
2.8. Παλαιοπεριβαλλοντικοί δείκτες για τα παράκτια περιβάλλοντα και μεταβολές θαλάσσιας στάθμης.....	38
3. Περιοχή μελέτης.....	39
3.1. Φυσική Γεωγραφία.....	39
3.1.1. Κλιματικά στοιχεία και βλάστηση	41
3.2. Γεωλογία.....	42
3.2.1. Τεκτονική.....	45
3.3. Αρχαιολογία	49
3.3.1. Αρχαία λιμάνια της Λήμνου	59

4.	Αποτελέσματα.....	64
4.1.	Γεωμορφολογία	64
4.2.	Λιθοστρωματογραφική περιγραφή γεωτρήσεων.....	91
4.2.1.	Ηφαιστία	91
4.2.2.	Λιμνοθάλασσα Αλυκή.....	93
4.3.	Μικροπαλαιοντολογική ανάλυση.....	102
4.3.1.	Μικροπαλαιοντολογική ανάλυση δειγμάτων της γεώτρησης IFE2 στην περιοχή της Ηφαιστίας	102
4.3.2.	Μικροπαλαιοντολογική ανάλυση δειγμάτων των γεωτρήσεων στην περιοχή της Αλυκής.....	104
4.4.	Γεωχρονολογήσεις.....	116
5.	Συζήτηση – Σύνθεση	123
5.1.	Μεταβολές θαλάσσιας στάθμης.....	123
5.2.	Παλαιοπεριβαλλοντικές αλλαγές.....	130
6.	Συμπεράσματα	141
	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	143
	ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ	153

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η περιοχή μελέτης περιλαμβάνει τη βορειοανατολική Λήμνο με τον αρχαιολογικό χώρο της Ηφαιστίας, ο οποίος βρίσκεται στο βόρειο τμήμα του κόλπου Πουρνιά και την παράκτια περιοχή της λιμνοθάλασσας Αλυκής.

Η αρχαιολογική σπουδαιότητα της περιοχής δεν προκύπτει μόνο από τα αρχαιολογικά ευρήματά της αλλά και από τη γεωγραφική της θέση, διότι η Λήμνος είναι το πολιτιστικό σταυροδρόμι μεταξύ του Βορείου Αιγαίου και της Μαύρης Θάλασσας αλλά και της ελληνικής ενδοχώρας και της Μικράς Ασίας.

Σκοπό της μελέτης αποτελεί η δημιουργία του γεωμορφολογικού χάρτη της Λήμνου και η παλαιογεωγραφική αναπαράσταση του ΒΑ τμήματος του νησιού.

Για την αναπαράσταση της παλαιογεωγραφικής εξέλιξης στην περιοχή μελέτης πραγματοποιήθηκε γεωμορφολογική χαρτογράφηση, μικροπαλαιοντολογική ανάλυση, ιζηματολογική μελέτη και γεωχρονολογήσεις Ολοκαινικών λιμνοθαλάσσιων ιζημάτων. Η γεωμορφολογική χαρτογράφηση έγινε με τη χρήση τοπογραφικών χαρτών, γεωλογικών χαρτών και παρατηρήσεις πεδίου. Οι γεωμορφές της παράκτιας περιοχής και της ενδοχώρας μετά από την επιτόπια έρευνα αποτυπώθηκαν σε κλίμακα 1:50.000. Τα δεδομένα που συγκεντρώθηκαν, αξιολογήθηκαν, συσχετίστηκαν μεταξύ τους και εισήχθησαν σε Γεωγραφικό Πληροφοριακό Σύστημα με αποτέλεσμα τη δημιουργία του γεωμορφολογικού χάρτη της Λήμνου σε κλίμακα 1:50.000. Έγινε δειγματοληψία πυρήνων από οκτώ ερευνητικές γεωτρήσεις, δύο κοντά στον αρχαιολογικό χώρο της Ηφαιστίας και έξι στη λιμνοθάλασσα Αλυκή, με τη βαθύτερη γεώτρηση (HAL4) να φτάνει τα 11m. Μελετήθηκε μακροσκοπικά η ιζηματολογική σύσταση των πυρήνων, έγινε η ταξινόμησή τους και σχεδιάστηκε η στρωματογραφία τους. Στη συνέχεια λήφθηκαν 217 δείγματα για τη μικροπαλαιοντολογική ανάλυση. Για τη γεωχρονολόγηση λήφθηκαν 27 δείγματα από όστρακα και οργανικό υλικό, τα οποία εξετάστηκαν με τη μέθοδο ραδιοάνθρακα AMS στο εργαστήριο της Λυών, στη Γαλλία. Οι ηλικίες που προέκυψαν βάση της γεωχρονολόγησης των δειγμάτων, κυμαίνονται από 7050 BP μέχρι 990 B.P. Τα αποτελέσματα από τη μικροπαλαιοντολογική μελέτη έδειξαν σταδιακή μεταβολή από αβαθή θαλάσσιο περιβάλλον σε λιμνοθαλάσσιο περιβάλλον.

Τα αποτελέσματα της γεωχρονολόγησης χρησιμοποιήθηκαν για τη δημιουργία τοπικής καμπύλης σχετικών μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης για τα τελευταία 7000 χρόνια, μετά

από τη συσχέτισή τους με τη καμπύλη του παγετώδους-υδρο-ισοστατικού μοντέλου των Lambeck and Purcell (2005) για το Αιγαίο.

Λέξεις κλειδιά: παλαιογεωγραφία, τρηματοφόρα, Ολόκαινο, μεταβολές θαλάσσιας στάθμης, Λήμνος.

ABSTRACT

The study area is located on the north-eastern coast of Lemnos Island (North Aegean Sea). This area covers the archaeological settlement of Hephestia, which is located in the north part of Purnia Gulf and the coastal area of Alyki Lagoon.

The archaeological significance of this area is noteworthy not only for its archaeological findings but also because it constitutes a cultural crossroad between the North Aegean and the Black Sea, the Greek mainland and Asia Minor.

This study aims to reconstruct the palaeogeography in Alyki and Hephestia area, and to create the geomorphological map of Lemnos Island.

In order to reconstruct the palaeogeography and the landscape evolution of the coastal area, geomorphological mapping as well as micropalaeontological analysis, sedimentological study and dating analysis of the Holocene lagoonal deposits were conducted. Geomorphological mapping was carried out using topographic maps, geological maps and field observations. Landforms of the coastal alluvial plain, in the shoreline and inland, were recorded at a 1:50.000 scale. The collected data were assessed, correlated and imported in a geographical database for the production of the Geomorphological Map of Lemnos at a 1:50.000 scale. Six boreholes in Alyki lagoon were drilled at selected locations, the deepest one reaches a depth of 11m, and two other boreholes were drilled in Hephestia. Sedimentary sequences were studied macroscopically, classified and depicted. Then, 217 samples were collected from selected sedimentary layers for micropalaeontological analysis and 27 samples of shells and organic matter were dated using the AMS radiocarbon method. The calculated age from the cores varies between 7050 cal BP and 990 cal BP. The foraminifera fauna shows a gradual transition from a shallow marine environment to that of a lagoon.

Our study results in the reconstruction of the curve for sea level variations over the past 7000 years, after comparing our geochronological data to those of the glacial-hydro-isostatic model of Lambeck and Purcell (2005) for the Aegean Sea.

Key words: palaeogeography, foraminifera, Holocene, sea level changes, Lemnos.

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΕΙΚΟΝΩΝ

Εικόνα 2.1. Διάγραμμα μεθοδολογίας που ακολουθήθηκε στη Διατριβή.....	σ. 28
Εικόνα 2.4. Χάρτης των σημείων εκτέλεσης των δειγματοληπτικών γεωτρήσεων.....	σ.33
Εικόνα 3.1. Τοποθεσία της Νήσου Λήμνου στο Βόρειο Αιγαίο.....	σ.39
Εικόνα 3.2. Ενεργά ρήγματα της Λήμνου, με τα μεγέθη των σεισμών που έχουν προκαλέσει (Pavlidis <i>et al.</i> , 2009).....	σ.46
Εικόνα 3.3. Πανοραμική θέα της χερσονήσου Παλαιόπολης	σ.53
Εικόνα 3.4. Χάρτης με τα αρχαιολογικά ευρήματα της Ηφαιστίας 2005 (Greco <i>et al.</i> , 2008).....	σ. 54
Εικόνα 3.5. Οικία με κίονες πρώιμης βυζαντινής εποχής.....	σ. 55
Εικόνα 3.6. Αρχαίο θέατρο της Ηφαιστίας, ελληνοιστικών χρόνων με ρωμαϊκές μετατροπές..	σ.56
Εικόνα 3.7. Ιερό των Καβείρων, ελληνοιστικών χρόνων.....	σ.57
Εικόνα 3.8. Χάρτης με τις θέσεις αρχαίων ενάλιων υπολειμμάτων στη Λήμνο.....	σ. 61
Εικόνα 3.9. Χάρτης Β. Αιγαίου από το Isolario του Vincenzo Maria Coronelli 1696 (Τουρπτζόγλου – Στεφανίδου, 1986).....	σ. 62
Εικόνα 4.1. Γεωμορφολογικός χάρτης της Λήμνου.....	σ. 66
Εικόνα 4.2. Υδρολογικός χάρτης της Λήμνου.	σ. 67
Εικόνα 4.3. Η λιμνοθάλασσα Αλυκή με αλάτι	σ.68
Εικόνα 4.4. Άποψη του βόρειου τμήματος της λιμνοθάλασσας Αλυκής	σ.69
Εικόνα 4.5. Άποψη του νότιου τμήματος της λιμνοθάλασσας Αλυκής	σ.69
Εικόνα 4.6. Το Ολιγοκαινικό υπόβαθρο της λιμνοθάλασσας Αλυκής	σ.70
Εικόνα 4.7. Το άνοιγμα της λιμνοθάλασσα στο παράκτιο αμμώδες φράγμα με τις αμμοθίνες, λήψη από νότο προς βορρά.	σ.71
Εικόνα 4.8. Το άνοιγμα της λιμνοθάλασσα στο παράκτιο αμμώδες φράγμα με τις αμμοθίνες, λήψη από βορρά προς νότο.	σ.71
Εικόνα 4.9. Λίμνη Χορταρολίμνη	σ.72
Εικόνα 4.10. Λίμνη Ασπρολίμνη	σ.73
Εικόνα 4.11. Αρχαιολογικός χώρος της Ηφαιστίας στη χερσόνησο Παλαιόπολη.....	σ. 74

Εικόνα 4.12. Απόκρημνη ακτή με ίζημα στη βάση της και υπολείμματα κεραμικών πιθανότητα ρωμαϊκών χρόνων, στο ΒΔ τμήμα της αρχαίας Ηφαιστίας.	σ.74
Εικόνα 4.13. Αρχαίο λατομείο στο βόρειο τμήμα της Παλαιόπολης.....	σ. 75
Εικόνα 4.14. Ψηφιδοπαγής αιγιαλός στο ΒΑ άκρο του όρμου Τηγάνι.....	σ.76
Εικόνα 4.15. Θαλάσσιο σπήλαιο στον αρχαιολογικό χώρο των Καβείρων.	σ.77
Εικόνα 4.16. Κατά βάθος διάβρωση στην περιοχή των Καβείρων.....	σ. 77
Εικόνα 4.17. Αιγιαλός με μικρή κλίση αποτελούμενος από άμμο, στον όρμο της Πλάκας... .	σ. 78
Εικόνα 4.18. Τοποθεσία της Αρχαία Πολιόχνη, ακτή υπο διάβρωση που έχει καταστρέψει και μέρος της πόλης.....	σ. 79
Εικόνα 4.19. Η παραλία του όρμου Κέρος με τις σειρές από αμμοθίνες.	σ.80
Εικόνα 4.20. Εμφάνιση κλαστικών ιζημάτων του Ολιγοκαινικού υποβάθρου της λιμνοθάλασσας με κλίση προς τη θάλασσα στον όρμο του Κέρους.....	σ. 80
Εικόνα 4.21. Εκβολή χείμαρρου στο νότιο τμήμα του όρμου Κέρος.....	σ. 81
Εικόνα 4.22. Θαλάσσια αψίδα σε ηφαιστειακό πέτρωμα, σε παραλία του Μούδρου.....	σ. 82
Εικόνα 4.23. Περιοχή Εβγάτη, με τον ηφαιστειακό δόμο και την εκβολή του ποταμού.	σ. 83
Εικόνα 4.24. Το κάστρο Βυζαντινών χρόνων στη Μύρινα σε ηφαιστειακό δόμο.	σ.84
Εικόνα 4.25. Το λιμάνι της Μύρινας.....	σ. 84
Εικόνα 4.26. Ταφόνι σε ηφαιστειακό πέτρωμα στην περιοχή του Αγ. Ιωάννη.....	σ. 85
Εικόνα 4.27. Ταφόνι σε ηφαιστειακό πέτρωμα στον αιγιαλό του Αγ. Ιωάννη.....	σ. 85
Εικόνα 4.28. Λοφώδες ανάγλυφο αποτελούμενο από ψαμμιτικά κλαστικά ιζήματα στην περιοχή Σαρδές	σ.86
Εικόνα 4.29. Λοφώδες ανάγλυφο αποτελούμενο από ιζηματογενή πετρώματα με μικρές καλλιεργούμενες εκτάσεις στην περιοχή Κατάλακκο.....	σ. 86
Εικόνα 4.30. Βόρεια ακτογραμμή της Λήμνου, με παράκτιους κρημούς και παραλία μεταξύ τους, από άμμο και λατυπές.....	σ. 87
Εικόνα 4.31. Σύστημα αμμοθινών στην παραλία Γομάτι.	σ.88
Εικόνα 4.32. Αμμοθίνες στην περιοχή Κατάλακο	σ.89
Εικόνα 4.33. Αποσαθρωμένοι ψαμμίτες Κατώτερου Ολιγοκαίνου στην παραλία Παπιά, στη βόρεια ακτή της Λήμνου.	σ.89

Εικόνα 4.34. Αποσαθρωμένοι ψαμμίτες Κατώτερου Ολιγοκαίνου στην παραλία Παναγία, στη βόρεια ακτή της Λήμνου.	σ. 90
Εικόνα 4.2.1. Λιθοστρωματογραφική περιγραφή γεώτρησης IFE 1	σ.91
Εικόνα 4.2.2. Λιθοστρωματογραφική περιγραφή γεώτρησης IFE 2	σ.92
Εικόνα 4.2.3. Λιθοστρωματογραφική περιγραφή γεώτρησης HAL 1	σ.94
Εικόνα 4.2.4. Λιθοστρωματογραφική περιγραφή γεώτρησης HAL 2	σ.95
Εικόνα 4.2.5. Λιθοστρωματογραφική περιγραφή της γεώτρησης HAL 3	σ.96
Εικόνα 4.2.6. Λιθοστρωματογραφική περιγραφή της γεώτρησης HAL 4	σ.98
Εικόνα 4.2.7. Λιθοστρωματογραφική περιγραφή της γεώτρησης HAL 5	σ.99
Εικόνα 4.2.8. Λιθοστρωματογραφική περιγραφή της γεώτρησης HAL 6.....	σ. 100
Εικόνα 4.3.1. Σχετική αφθονία των επικρατέστερων τρηματοφόρων στη γεώτρηση IFE2 (Sidiropoulou <i>et al.</i> , 2014).....	σ. 103
Εικόνα 4.3.2. Απόλυτες συγκεντρώσεις βενθονικών τρηματοφόρων στη γεώτρηση IFE 2. ..	σ.103
Εικόνα 4.3.3. Σχετική αφθονία των επικρατέστερων τρηματοφόρων στη γεώτρηση HAL1 (Sidiropoulou <i>et al.</i> , 2014)	σ.105
Εικόνα 4.3.4. Απόλυτες συγκεντρώσεις βενθονικών τρηματοφόρων στη γεώτρηση HAL1....	σ. 160
Εικόνα 4.3.5. Σχετική αφθονία των επικρατέστερων τρηματοφόρων στη γεώτρηση HAL2 (Sidiropoulou <i>et al.</i> , 2014)	σ.108
Εικόνα 4.3.6. Απόλυτες συγκεντρώσεις βενθονικών τρηματοφόρων στη γεώτρηση HAL2....	σ. 108
Εικόνα 4.3.7. Σχετική αφθονία των επικρατέστερων τρηματοφόρων στη γεώτρηση HAL3 (Sidiropoulou <i>et al.</i> , 2014).....	σ. 109
Εικόνα 4.3.8. Απόλυτες συγκεντρώσεις βενθονικών τρηματοφόρων στη γεώτρηση HAL3 ..	σ.110
Εικόνα 4.3.9. Σχετική αφθονία των επικρατέστερων τρηματοφόρων στη γεώτρηση HAL4..	σ. 111
Εικόνα 4.3.10. Απόλυτες συγκεντρώσεις βενθονικών τρηματοφόρων στη γεώτρηση HAL4 σ.	112
Εικόνα 4.3.11. Σχετική αφθονία των επικρατέστερων τρηματοφόρων στη γεώτρηση HAL σ.	113
Εικόνα 4.3.12. Απόλυτες συγκεντρώσεις βενθονικών τρηματοφόρων στη γεώτρηση HAL5 σ.	113
Εικόνα 4.3.13.. Σχετική αφθονία των επικρατέστερων τρηματοφόρων στην γεώτρηση HAL6 (Sidiropoulou <i>et al.</i> , 2014).....	σ. 115
Εικόνα 4.3.14. Απόλυτες συγκεντρώσεις βενθονικών τρηματοφόρων στη γεώτρηση HAL6.σ.	115
Εικόνα 4.4.1. Θέσεις δειγματοληψίας με αντίστοιχες χρονολογίες στην περιοχή Ηφαιστία.σ.	116

Εικόνα 4.4.2. Θέσεις δειγματοληψίας με αντίστοιχες χρονολογίες στην περιοχή Αλυκή.....σ.	119
Εικόνα 5.1.1. Σχήμα μεταβολών θαλάσσιας στάθμης για την περιοχή του Αιγαίου βάση των προβλέψεων του μοντέλου του Lambeck για την περίοδο 18.000 B.P., 10.000 B.P., 6.000 B.P. και 2.000 B.P. (Lambeck, 1996).....σ.	123
Εικόνα 5.1.2. Σχήμα της ακτογραμμής του Αιγαίου κατά τα 16.000 B.P. (Lambeck, 2004)....σ.	125
Εικόνα 5.1.3. Μεταβολές θαλάσσιας στάθμης στην Ηφαιστία σε συσχέτιση με τα μοντέλα του Lambeck (2004) και Lambeck and Purcell (2005).σ.	126
Εικόνα 5.1.4. Μεταβολές θαλάσσιας στάθμης στην Αλυκή σε συσχέτιση με τα μοντέλα του Lambeck (2004) και Lambeck and Purcell (2005).σ.	127
Εικόνα 5.1.5. Μεταβολές θαλάσσιας στάθμης για την περιοχή της Ηφαιστίας και Αλυκής σε συσχέτιση με τα μοντέλα του Lambeck (2004) και Lambeck and Purcell (2005).σ.	129
Εικόνα 5.2.1. Ιζηματολογικές ενότητες της γεώτρησης IFE2 στην περιοχή της Ηφαιστίας (Sidiropoulou et al., 2014)	131
Εικόνα 5.2.2. Ιζηματολογικές ενότητες των γεώτρησεων HAL1-HAL6 στην περιοχή της Αλυκής (Sidiropoulou et al., 2014).....σ.	134
Εικόνα 5.4.2. Παλαιογεωγραφικός χάρτης της Ηφαιστίας και της Αλυκής κατά την περίοδο από τα 4.000 έως τα 7.000 χρόνια πριν από σήμερα.σ.	135
Εικόνα 5.4.3. Παλαιογεωγραφικός χάρτης της Ηφαιστίας και της Αλυκής κατά την περίοδο από τα 3.000 έως τα 1000 χρόνια πριν από σήμερα.σ.	137
Εικόνα 5.4.4. Παλαιογεωγραφικός χάρτης της Ηφαιστίας και της Αλυκής κατά τα τελευταία 1.000 χρόνια.σ.	139

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΠΙΝΑΚΩΝ

Πίνακας 1.2. Παλαιοκλιματικές μεταβολές.....	23
Πίνακας 3.1. Καταγραφή σεισμών στην περιοχή της Λήμνου. Πηγές: (Σπυροπούλος, 1997; Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003).....	σ.48
Πίνακας 4.3.1 με τις μέσες τιμές των στατιστικών δεικτών.....	σ.107
Πίνακας 4.4.1. Αποτελέσματα χρονολόγησης των γεωτρήσεων της Ηφαιστίας και της Αλυκής τροποποιημένος (Ρανίοπουλος <i>et al.</i> , 2013).....	σ.120

1. Εισαγωγή - Σκοπός διδακτορικής διατριβής

Η παρούσα διδακτορική διατριβή αποσκοπεί στη δημιουργία του Γεωμορφολογικού χάρτη της νήσου Λήμνου και την αναπαράσταση της παλαιογεωγραφίας της περιοχής μελέτης τα τελευταία 6000 χρόνια πριν από σήμερα.

Η νήσος Λήμνος επιλέχθηκε λόγω της γεωγραφικής της θέσης στο κέντρο του Βορείου Αιγαίου, πολύ κοντά στα παράλια της Μικράς Ασίας και της στενής της σχέσης με τη Μαύρη Θάλασσα μέσα από τα Δαρδανέλια και το στενό του Βοσπόρου. Η περιοχή μελέτης βρίσκεται στη βορειοανατολική Λήμνο, στο αρχαιολογικό χώρο της Ηφαιστίας και στη λιμνοθάλασσα Αλυκή. Ο αρχαιολογικός χώρος της Ηφαιστίας επιλέχθηκε, διότι από τα ευρήματα των ανασκαφών διαπιστώθηκε ότι η κατοίκηση από την Ύστερη Εποχή του Χαλκού μέχρι και τα Βυζαντινά χρόνια ήταν συνεχής. Η λιμνοθάλασσα Αλυκή επιλέχθηκε, διότι τα λιμνοθαλάσσια περιβάλλοντα θεωρούνται ως αρχεία των ιζηματολογικών και περιβαλλοντικών μεταβολών στην ευρύτερη περιοχή.

Για την αναπαράσταση της παλαιογεωγραφικής εξέλιξης στις περιοχές Αλυκή και Ηφαιστία, στη ΒΑ Λήμνο ακολουθήθηκε διεπιστημονική μελέτη. Η γεωμορφολογική μελέτη της νήσου Λήμνου έγινε με σκοπό να δημιουργηθεί γεωμορφολογικός χάρτης. Σε πρώτο στάδιο έγινε η αναγνώριση και η αποτύπωση των γεωμορφολογικών χαρακτηριστικών της περιοχής με την βοήθεια των γεωγραφικών πληροφοριακών συστημάτων (ΓΠΣ). Συνδέθηκαν το τοπογραφικό και το γεωλογικό υπόβαθρο με την γεωμορφολογία και τα χερσαία και ενάλια αρχαιολογικά στοιχεία της περιοχής. Η παλαιοπεριβαλλοντική εξέλιξη των περιοχών μελέτης στην Αλυκή και Ηφαιστία προσδιορίστηκε με τη χρήση της μικροπαλαιοντολογικής ανάλυσης. Η παλαιογεωγραφική αναπαράσταση της περιοχής μελέτης πραγματοποιήθηκε αναλύοντας τα αποτιθέμενα ιζήματα σε σχέση με τη τεκτονική, τις γεωμορφολογικές παρατηρήσεις και τις διακυμάνσεις της θαλάσσιας στάθμης.

1.1. Μεταβολές θαλάσσιας στάθμης

Οι σύγχρονες λιμνοθάλασσες και τα συνδεδεμένα με αυτά παράκτια φράγματα διαμορφώθηκαν κατά τη διάρκεια του Ολοκαίνου και ιδιαίτερα μετά τα 6000 χρόνια πριν από σήμερα. Η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης οφείλεται σε ευστατικές κινήσεις της θάλασσας,

δηλαδή όταν ο όγκος του θαλασσινού νερού στην ωκεάνια λεκάνη αυξάνεται. Η θαλάσσια στάθμη ανέρχεται με την αύξηση του γλυκού νερού που εισρέει σε αυτή καθώς και με την άνοδο της θερμοκρασίας. Επίσης ανέρχεται όταν μειώνεται ο όγκος των ιζημάτων που αποτίθενται στις θαλάσσιες λεκάνες. Οι τεκτονικές κινήσεις επηρεάζουν τη σχετική θαλάσσια στάθμη, καθώς και οι αλλαγές των ωκεάνιων κινήσεων, οι ηφαιστειακές κινήσεις, οι γεωδαιτικές αλλαγές του φλοιού της γης και οι παγετώνο-ευστατικές κινήσεις (Bird, 2005).

Στα 18.000 χρόνια πριν από σήμερα, η στάθμη της θάλασσας ήταν 132m χαμηλότερα από τη σημερινή. Άρχισαν να λιώνουν οι πάγοι και ξεκίνησε η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης στα 18.000 χρόνια πριν από σήμερα. Η περίοδος της ανόδου συνεχίστηκε κατά το Ολόκαινο και έφτασε στο τέλος της, 6.000 χρόνια πριν από σήμερα, όταν η θαλάσσια στάθμη πλησίασε τη σημερινή στα 4 m (Bird, 2005). Σύμφωνα με τον Lambeck, 10.000 χρόνια πριν από σήμερα η θαλάσσια στάθμη ήταν 40m χαμηλότερα, ενώ 6.000 χρόνια πριν από σήμερα ήταν 4m χαμηλότερα από ότι είναι σήμερα. Ο ρυθμός ανόδου της θαλάσσιας στάθμης, 8.000 χρόνια πριν από σήμερα υπερέβη την τεκτονική και ισοστατική επιρροή, με την τεκτονική να παίζει δευτερεύοντα ρόλο (Lambeck, 1996). Υπολογίζεται ότι η στάθμη της θάλασσας στα 7000 B.P. ήταν 7m χαμηλότερα από τη σημερινή. Στην πρώιμη Χαλκοκρατία η στάθμη της θάλασσας ήταν 5m χαμηλότερα από σήμερα με αποτέλεσμα τα αρχαιολογικά ευρήματα εκείνης της εποχής να είναι κάτω από τη σημερινή στάθμη της θάλασσας (Lambeck, 1996). Η επιβράδυνση του ρυθμού ανόδου της θαλάσσιας στάθμης, έγινε πριν 6.000 χρόνια από σήμερα και η εξέλιξη προς τη σύγχρονη στάθμη της θάλασσας έγινε με σταδιακές κινήσεις (Vouvalidis *et al.*, 2005). Από τα 7.000 έως 5.000 χρόνια πριν από σήμερα, έχουμε ήπια άνοδο. Η στάθμη της θάλασσας έφτασε στο σημερινό επίπεδο περίπου (στα -3,3m) 5.000 χρόνια πριν από σήμερα. (Lambeck, 1996). Το παράκτιο τοπίο, μετά τα 2000 χρόνια πριν από σήμερα, ομοιάζε στο σημερινό, με σταδιακή επίκλυση της θάλασσας στις χαμηλές πεδιάδες (Perissoratis and Conispoliatis, 2003). Η θαλάσσια στάθμη για τη Μεσόγειο ήταν -0,88m 2.000 πριν χρόνια από σήμερα (Lambeck, 2004). Στα ρωμαϊκά χρόνια, η στάθμη της θάλασσας ήταν <1m χαμηλότερα από τη σημερινή (Bruckner *et al.*, 2010).

Για την περίπτωση της Μεσογείου ο Lambeck *et al.* (2004), αναφέρει ότι ο ευστατισμός της θαλάσσιας στάθμης από τη Ρωμαϊκή εποχή στην Τυρρήνια ακτή της Ιταλίας ήταν 0,25-1,25 mm/χρονο. Η θαλάσσια στάθμη κατά τη Ρωμαϊκή εποχή ήταν στα $-0,13 \pm 0,09$ m. Οι καμπύλες της θαλάσσιας στάθμης επηρεάζονται από τις παγετώδεις ευστατικές κινήσεις. Στη ανατολική Μεσόγειο η καμπύλη της θαλάσσιας στάθμης δείχνει συνεχόμενη αύξηση της στάθμης της

θάλασσας από τα 6.000 χρόνια πριν από σήμερα. Υπάρχει τοπική διαφοροποίηση στη καμπύλη λόγω καθίζησης, νεοτεκτονισμού, παράκτιας δυναμικής και εισροής ιζημάτων από την ενδοχώρα (Bruckner *et al.*, 2010).

Σύμφωνα με τον Fouache (2011), η Μεσόγειος ήταν συνδεδεμένη μέσω του Βοσπόρου με τη Μαύρη Θάλασσα από τα 7.500 χρόνια πριν από σήμερα. Σύμφωνα με τους Ryan και Pitman (1998), η σύνδεση του Αιγαίου με τη Μαύρη Θάλασσα έγινε 7.150 χρόνια BP. Στο Ολόκαινο, στη Μαύρη θάλασσα παρατηρείται συνεχόμενη άνοδος της στάθμης της θάλασσας (Bruckner *et al.*, 2010). Σύμφωνα με τον Fouache (2011) η Μαύρη θάλασσα εμφανίζει τη χαμηλότερη θαλάσσια στάθμη τον 1^ο π.Χ. αιώνα, όταν η στάθμη της βρίσκεται στα 5-6m κάτω από τη σημερινή.

Η παλίρροια στη Μεσόγειο είναι της τάξης των $\pm 0,23\text{m}$ (Antonioli *et al.*, 2007). Ο Tsimplis (1994), για το Βόρειο Αιγαίο, από το σταθμό της Αλεξανδρούπολης, αναφέρεται σε παλίρροια στα 0,1-0,15m.

Μετά την εφαρμογή του μοντέλου του για την ισοστασία, ο Lambek (2004), κατάληξε ότι στην Ελλάδα η άνοδος της θάλασσας οφείλεται στην παγετώδη-υδρο-ισοστασία παρά στις τεκτονικές αλλαγές. Αυτή την θεωρία την αμφισβήτησε ο Pirazzoli (2005), ο οποίος θεωρεί ότι οι αλλαγές οφείλονται στον τοπικό τεκτονισμό. Οι μελέτες στην ΒΔ Ελλάδα όπως και σε όλη τη Μεσόγειο δείχνουν ότι τα τελευταία 6.000 χρόνια, η στάθμη δεν ήταν ψηλότερα από σήμερα και επηρεάζεται από τον τοπικό τεκτονισμό (Bruckner *et al.*, 2010).

Ως δείκτες για τις μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης μπορεί να χρησιμοποιηθούν αρχαιολογικά ευρήματα τα οποία είναι βυθισμένα ή βρίσκονται κοντά στην ακτή (Flemming, 1972). Μπορεί να είναι οικίες ή λιμάνια. Εάν είναι οικοδομήματα, η βύθιση δείχνει το μικρότερο βαθμό ανόδου της θάλασσας από τη στιγμή της κατασκευής τους. Σε εκτεθειμένη ακτή τα οικοδομήματα θα βρίσκονται 3-4 m πάνω από τη στάθμη της θάλασσας, ενώ σε προστατευμένο κόλπο θα είναι σε 1 m, το οποίο εξαρτάται από το βαθμό της έκθεσης τους. Παρατηρείται άνοδος της θαλάσσιας στάθμης 0,5 m από την Ελληνιστική εποχή μέχρι τα Ρωμαϊκά κλασσικά χρόνια, το οποίο μπορεί να οφείλεται στη διαφορά της βύθισης, όπως παρατηρείται στην Εφεσσό και Πέργαμο. Στην Ανατολική Μεσόγειο από τα βυθισμένα αρχαιολογικά ευρήματα των τελευταίων 2.500 ετών, πιθανολογείται ότι η μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης είναι της τάξης των 2 m (Essen, 2005). Υπάρχει και η εκδοχή ότι στις

περιοχές της Ανατολικής Μεσογείου όπου δεν υπάρχουν αποδεικτικά στοιχεία για τη τεκτονική άνοδο, η μεταβολή της θάλασσας κατά το Ολόκαινο δεν είναι διαφορετική από αυτή που είναι σήμερα (Morner, 2005).

Δείκτες μεταβολής της στάθμης της θάλασσας είναι: οι λιμνοθάλασσες, τα αμμώδη παραλιακά φράγματα με αμμοθίνες, τα υφάλμυρα έλη, τα λιμνοθαλάσσια ιζήματα, τα αρχαιολογικά κεραμικά ευρήματα, τα λιμάνια, τα ρωμαϊκά εκτροφεία ψαριών, τα κτήρια, τα λατομεία, τα θερμά λουτρά και οι βιολογικοί δείκτες (συγκεκριμένα είδη απολιθωμάτων) (Morner, 2005; Auriemma and Solinas, 2009). Το λειτουργικό τμήμα των λιμανιών βρίσκεται 0,6-1m πάνω από τη μέση στάθμη της θάλασσας. Το λειτουργικό ύψος των κτήριων και τα παράκτια λατομεία βρίσκονται 0,6-0,3m πάνω από τη μέση στάθμη της θάλασσας (Antonoli *et al.*, 2007). Δείκτες γεωμορφολογικής διάβρωσης είναι τα θαλάσσια σπήλαια, οι θαλάσσιες εγκοπές, ενώ δείκτες απόθεσης είναι οι παραλίες και οι ψηφιδωπαγείς αιγιαλοί (Pirazzoli, 1996).

Τα υφάλμυρα έλη, οι λιμνοθάλασσες και άλλα περιβάλλοντα χαμηλής ενέργειας αποθηκεύουν λεπτόκοκκα ιζήματα και αποτελούν αρχεία περιβαλλοντικών μεταβολών. Η απότομη αύξηση ή μείωση του θαλάσσιου επιπέδου επιφέρει μεταβολές στην εισροή ιζήματος και στο ρυθμό ιζηματογένεσης (Cundy *et al.*, 2000).

Πλήθος ερευνητών χρησιμοποιούν επιτυχώς τα βενθονικά τρηματοφόρα, ως περιβαλλοντικούς δείκτες για τον προσδιορισμό παλαιοπεριβαλλόντων, μελετώντας πυρήνες ιζημάτων. Τα τρηματοφόρα προσαρμόζονται σε κάθε θαλάσσιο οικοσύστημα από τα ρηχά ύδατα έως τα βαθύτερα ύδατα του ωκεανού. Κατασκευάζουν κελύφη τα οποία, όταν ο οργανισμός πεθαίνει, παραμένουν στο ίζημα ως απολίθωμα. Λόγω της καλής διατήρησης των κελυφών τους στο ίζημα, αποτελούν πολύ καλούς δείκτες θαλάσσιων και λιμνοθαλάσσιων περιβαλλόντων (Triantaphyllou *et al.*, 2005; Koukousioura *et al.*, 2011). Καλούς δείκτες παλαιοπεριβαλλοντικών αναλύσεων αποτελούν και τα οστρακώδη, τα οποία χρησιμοποιούνται μαζί με τα τρηματοφόρα. Τα οστρακώδη εμφανίζουν μεγάλη ποικιλότητα και αφθονία σε ολιγόαλα και μεσόαλα περιβάλλοντα όπου τα τρηματοφόρα φτάνουν στα όρια της εξάπλωσής τους (Frenzel and Boomer, 2005).

1.2. Κλιματικές μεταβολές

Οι παλαιοκλιματικές συνθήκες στην εποχή του Ολοκαίνου εμφανίζουν τρεις ψυχρές φάσεις στα 9.700, 7.300 και 6.000 χρόνια πριν από σήμερα (Karsimalis *et al.*, 2009). Στην περίοδο από 7.000 έως 6.400 χρόνια πριν από σήμερα το κλίμα έγινε θερμό και υγρό, με θερμοκρασία 2°C πιο υψηλή από σήμερα (πίνακας 1.2.). Επικρατούσε μεγαλύτερη υγρασία και αναπτύχθηκε η βλάστηση. Η θερμοκρασία και η υγρασία μειώνονται γύρω στα 6.500 χρόνια πριν από σήμερα και εξαπλώνονται οι νεολιθικοί οικισμοί (Triantaphyllou *et al.*, 2007).

Πίνακας 1.2. Παλαιοκλιματικές μεταβολές

Κλιματικές περιόδοι	Χαρακτηριστικά κλιματικών περιόδων	Επιπτώσεις στις ανθρώπινες κοινωνίες	Αναφορές
6400-7000 BP	Θερμό και υγρό κλίμα. Θερμοκρασία 2°C μεγαλύτερη από σήμερα με αυξημένη υγρασία, η οποία βοήθησε στην ανάπτυξη της βλάστησης.	Όταν η θερμοκρασία και η υγρασία μειώθηκαν 6.500 χρόνια BP εξαπλώθηκαν οι νεολιθικοί οικισμοί.	Triantaphyllou <i>et al.</i> (2007)
5200-6400 BP	Ψυχρό και ξηρό κλίμα. Πτώση της θερμοκρασίας και των βροχοπτώσεων με αποτέλεσμα να εξαπλωθούν τα κωνοφόρα δάση σε χαμηλότερα υψόμετρα. Η θάλασσα στάθμη έφτασε στα ανώτερα επίπεδά της.	Άνοδος της θάλασσας με αποτέλεσμα να πλημμυρίσουν όλες οι ξηρές περιοχές που ήταν εκτεθειμένες μέχρι τότε.	Bond <i>et al.</i> (1997) Geraga <i>et al.</i> (2005) Bird (2005)
4200-5200 BP	Θερμό και υγρό κλίμα, με υψηλές θερμοκρασίες και αυξημένη υγρασία. Στα	Επικρατεί υγρό κλίμα στην Ελλάδα, στη Βόρεια Αφρική και στη	Triantaphyllou <i>et al.</i> (2009) Weiss (1997)

	4.200 χρόνια BP ολοκληρώνεται η απόθεση του σαπροπηλού του Μέσου Ολοκαίνου, με την εμφάνιση έντονου φαινομένου ξηρασίας στο βόρειο ημισφαίριο και με τον τερματισμό της υγρής Αφρικάνικης περιόδου στα 3.800 χρόνια BP	Μικρά Ασία.	
2500-4200 BP	Πτώση της θερμοκρασίας. Επικρατούσε ξηρασία στην Ανατολική Μεσόγειο και στην Ελλάδα η λεγόμενη "κρύα" εποχή του Σιδήρου.	Πτώση του Μυκηναϊκού Πολιτισμού.	Bond <i>et al.</i> (1997) Lamb (1997)
700-2200 BP	Θερμό και υγρό κλίμα. Μία ψυχρή περίοδος που επικράτησε από τα 1.550- 1.100 χρόνια BP. Η μικρή παγετώδης περίοδος μεταξύ 450-150 ετών BP. φέρνει ψυχρό και υγρό κλίμα.	Πτώση της Ρωμαϊκής Αυτοκρατορίας. Στα 450-150 χρόνια BP παρατηρείται μείωση του πληθυσμού στην Ευρώπη.	Lamb (1997) Bond <i>et al.</i> (1997)

Από τα 6.400 εως τα 5.200 χρόνια πριν από σήμερα το κλίμα ήταν ψυχρό και ξηρό. Σημειώθηκε πτώση της θερμοκρασίας και των βροχοπτώσεων με αποτέλεσμα να εξαπλωθούν τα κωνοφόρα δάση σε χαμηλότερα υψόμετρα. Μέχρι τα 6.000 χρόνια πριν από σήμερα το κλίμα γίνεται πιο ζεστό και έχουμε άνοδο της θαλάσσιας στάθμης με αποτέλεσμα να πλημμυρίζουν όλες οι ξηρές περιοχές που ήταν εκτεθειμένες μέχρι τότε (Bird, 2005). Μεταξύ

τα 6.000-5.000 χρόνια πριν από σήμερα η θαλάσσια στάθμη έφτασε στα ανώτερα επίπεδά της (Geraga *et al.*, 2005).

Στην πρώιμη εποχή του Χαλκού, από τα 5.200 έως τα 4.200 χρόνια πριν από σήμερα, το κλίμα γίνεται θερμό και υγρό με υψηλές θερμοκρασίες και μεγάλη υγρασία. Αυτή η περίοδος σχετίζεται με την απόθεση του σαπροπηλού του Μέσου Ολοκαίνου. Η απόθεσή του ολοκληρώνεται στα 4.200 χρόνια πριν από σήμερα, με την εμφάνιση έντονου φαινομένου ξηρασίας στο βόρειο ημισφαίριο και με τον τερματισμό της υγρής Αφρικάνικης περιόδου στα 3.800 χρόνια πριν από σήμερα (Triantaphyllou *et al.*, 2009). Στα 4.200 χρόνια πριν από σήμερα επικρατεί ψυχρό και ξηρό κλίμα. Εμφανίζεται ξηρασία στην Ελλάδα, στη Βόρεια Αφρική και στη Μικρά Ασία (Weiss, 1997).

Στην περίοδο από τα 4.200 έως τα 2.500 χρόνια πριν από σήμερα σημειώθηκε πτώση της θερμοκρασίας και ακολούθησαν αρκετές αλλαγές. Στα 3.206 έως τα 3.187 χρόνια πριν από σήμερα επικράτησε ξηρασία στην Ανατολική Μεσόγειο και στην Ελλάδα. Πιθανότατα να συνέβη τότε η πτώση του Μυκηναϊκού Πολιτισμού. Μεταξύ τα 2.900 και τα 2.300 χρόνια πριν από σήμερα είναι η λεγόμενη “κρύα” εποχή του Σιδήρου (Bond *et al.*, 1997).

Από τα 2.200 έως τα 1.550 χρόνια πριν από σήμερα (Roman Optimum) επικρατεί θερμό και υγρό κλίμα (Lamb, 1997). Η πολύ ψυχρή περίοδος (Dark ages, Cold event), που επικράτησε από τα 1.550-1.100 χρόνια πριν από σήμερα, συνδέεται με την πτώση της Ρωμαϊκής Αυτοκρατορίας (Bond *et al.*, 1997). Από τα 1.100-700 χρόνια πριν από σήμερα, το κλίμα στην Ευρώπη γίνεται θερμό και υγρό. Η Μικρή παγετώδης περίοδος ανάμεσα στα 450-150 χρόνια πριν από σήμερα εγκαθιστά ψυχρό και υγρό κλίμα με επακόλουθη μείωση του πληθυσμού στην Ευρώπη (Lamb, 1997).

1.3. Παλαιοπεριβαλλοντικές αλλαγές σε παράκτιες περιοχές της Ελλάδας

Τα ιζήματα των παράκτιων ελών και παράκτιων λιμνοθαλασσών αποτελούν σημαντικούς καταγραφείς των μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης. Μια τέτοια περίπτωση είναι ο αρχαιολογικός χώρος Ύρια στο κόλπο του Αγίου Γεωργίου στη Νάξο, ο οποίος παρουσιάζει ομοιότητες με την περιοχή μελέτης (Evelpidou *et al.*, 2010), αυτές είναι : α. η ύπαρξη λιμνοθάλασσας με παράκτιο αμμώδες φράγμα, στο οποίο αναπτύσσονται αμμοθίνες;

β. το αρχαίο λατομείο στην ακτή της Νάξου που βρίσκεται κοντά στον αρχαιολογικό χώρο; γ. οι μεταβολές του περιβάλλοντος, από αβαθή θαλάσσιο κόλπο με εισροή γλυκού νερού σε παράκτιο περιβάλλον και τέλος σε υφάλμυρο μεσόαλο λιμνοθαλάσσιο περιβάλλον.

Η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε είναι η γεωμορφολογική χαρτογράφηση του κόλπου του Αγίου Γεωργίου, η μελέτη 3 γεωτρήσεων, μικροπαλαιοντολογική ανάλυση, γεωχρονολογήσεις και μελέτη των μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης.

Πολλοί ερευνητές για την παλαιοπεριβαλλοντική αναπαράσταση περιοχών μελετούν τα ιζήματα τα οποία έχουν αποτεθεί σε λιμνοθαλάσσια περιβάλλοντα χρησιμοποιώντας διάφορους δείκτες μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης, όπως παράκτιες γεωμορφές, αρχαιολογικά ευρήματα, βενθικά τρηματοφόρα κ.λπ.

Οι Pavlopoulos et al (2010) μελέτησαν την παλαιογεωγραφία και το παλαιοπεριβάλλον του κόλπου Παλαμαρίου στην ΒΑ Σκύρο. Στο βόρειο τμήμα του κόλπου βρίσκεται μεγάλης σημασίας αρχαιολογική θέση των προϊστορικών χρόνων. Για τις ανάγκες της μελέτης πραγματοποιήθηκε γεωμορφολογική χαρτογράφηση του κόλπου του Παλαμαρίου, 8 γεωτρήσεις και 3 ορύγματα. Συλλέχθηκαν δείγματα για μικροπαλαιοντολογική και παλυνολογική ανάλυση καθώς και δείγματα για γεωχρονολόγηση. Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι 3.500-6.000 έτη πριν από σήμερα ο κόλπος του Παλαμαρίου ενωνόταν με τη θάλασσα. Μετά από αυτή την περίοδο δημιουργήθηκε μια λιμνοθάλασσα, η οποία σταδιακά μετατράπηκε σε ρηχό έλος στάσιμου νερού. Οι ομοιότητες με τη Λήμνο αφορούν την ύπαρξη του αρχαιολογικού χώρου και τις μεταβολές του περιβάλλοντος με τη δημιουργία της λιμνοθάλασσας.

Οι Vouvalidis et al (2010) μελέτησαν τις παλαιοπεριβαλλοντικές μεταβολές στον προϊστορικό οικισμό Μεγάλη Βρύση κοντά στο χωρίο Αγία Παρασκευή στη Λαμία. Ακολουθήθηκε διεπιστημονική μεθοδολογία με τη χρήση 7 γεωτρήσεων, μικροπαλαιοντολογική μελέτη μαλακίων, δεδομένων τηλεπισκόπησης (δορυφορικές εικόνες), γεωφυσικές μετρήσεις και 5 ηλεκτρικές τομογραφίες. Τα αποτελέσματα για το παλαιοπεριβάλλον του προϊστορικού οικισμού Μεγάλης Βρύσης, έδειξαν ένα αβαθές θαλάσσιο περιβάλλον 4500-3500 π.Χ. να μεταβάλλεται σε λιμνοθαλάσσιο περιβάλλον και να γίνεται το 2500 π.Χ. έλος γλυκού νερού. Οι μεταβολές από αβαθές θαλάσσιο περιβάλλον σε λιμνοθαλάσσιο αφορούν και την περιοχή μελέτης για το ίδιο περίπου χρονικό διάστημα.

Οι Goiran et al (2011) μετά από γεωαρχαιολογική έρευνα, που περιλάμβανε 10 δειγματοληπτικές γεωτρήσεις, στις οποίες έγιναν μικροπαλαιοντολογικές αναλύσεις και γεωχρονολογήσεις, απάντησαν στο ερώτημα εάν ο Πειραιάς ήταν νησί στην εποχή του Ολοκαίνου. Κατά το Ανώτερο Ολόκαινο, ο Πειραιάς ήταν συνδεδεμένος με την Αττική. Ο Πειραιάς γίνεται νησί μέσα σε έναν αβαθή θαλάσσιο κόλπο τη Νεολιθική εποχή (3450-4850 π.Χ.) λόγω της αύξησης της στάθμης της θάλασσας. Κατά την εποχή του Χαλκού (1550-2850 π.Χ.) ο Πειραιάς διαχωρίζεται από την ενδοχώρα με μία λιμνοθάλασσα. Οι μεταβολές από αβαθές θαλάσσιο περιβάλλον έγιναν περίπου την ίδια χρονική περίοδο και στη Λήμνο.

Οι Triantaphyllou et al (2010) μελέτησαν την παράκτια περιοχή του κόλπου της Βραυρώνας στην Αττική, χρησιμοποιώντας 3 γεωτρήσεις για μικροπαλαιοντολογικές και παλυνολογικές αναλύσεις. Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι κατά την περίοδο από τα 400-4.700 χρόνια πριν από σήμερα, το περιβάλλον της Βραυρώνας ήταν μια ανοιχτή λιμνοθάλασσα/ρηχή θάλασσα με συνεχή εισροή γλυκών υδάτων, η οποία αργότερα εξελίχθηκε σε ολιγόαλο έως έλος γλυκού νερού. Βάσει της μελέτης των μικροαπολιθωμάτων στη περιοχή μελέτης στη Λήμνο υπήρχε ανοιχτή λιμνοθάλασσα με εισροή γλυκού νερού, αλλά επικράτησε αυτό το περιβάλλον για μικρότερο χρονικό διάστημα σε σχέση με αυτό της περιοχής της Βραυρώνας.

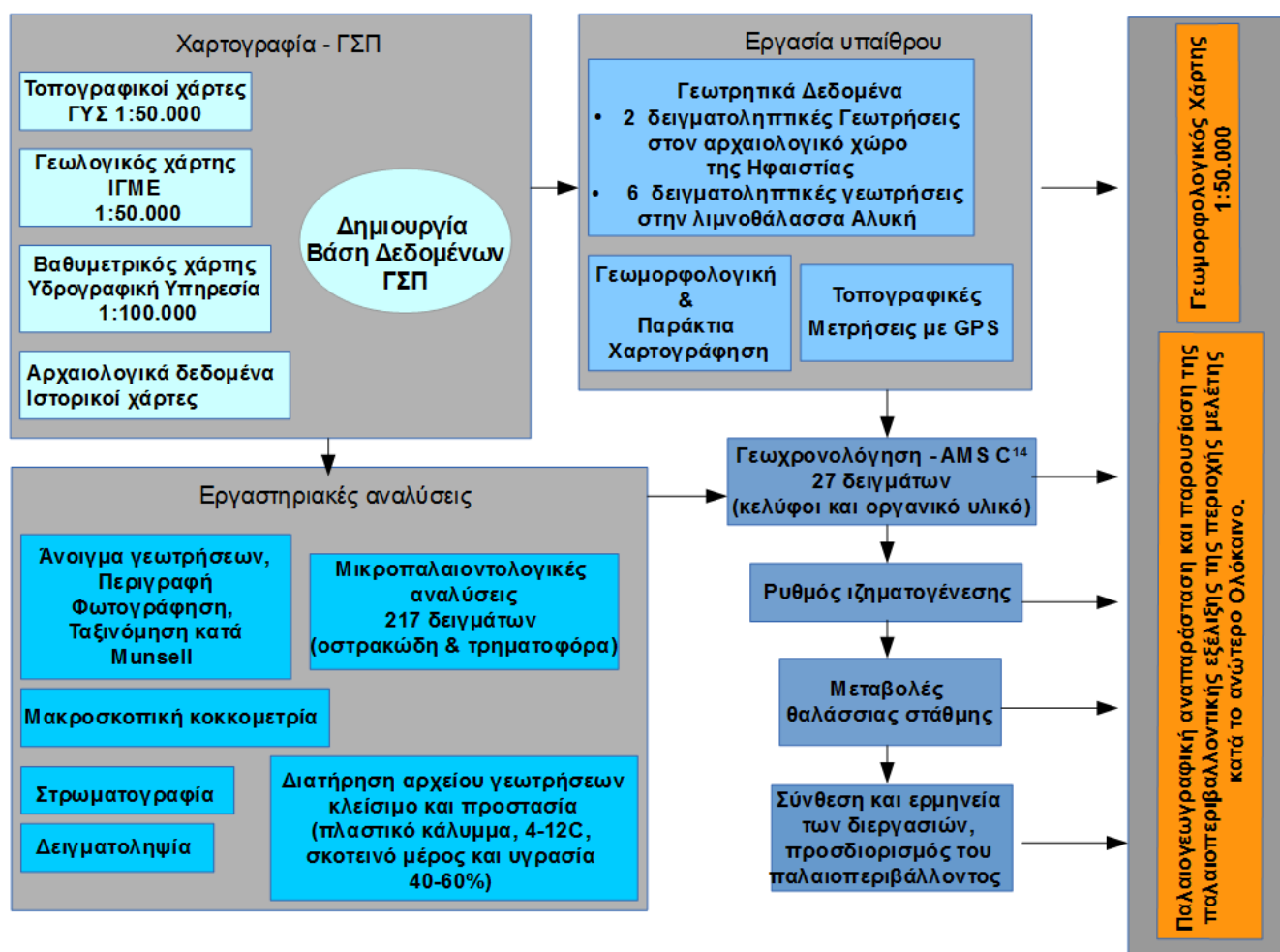
Οι Koukousioura et al (2012) μελέτησαν τις παλαιοπεριβαλλοντικές μεταβολές σε παράκτιες περιοχές του Αιγαίου με τη χρήση βενθονικών τρηματοφόρων. Μεταξύ αυτών ήταν και δύο περιοχές στο Βόρειο Αιγαίο: οι Αλυκές Κίτρους στην Πιερία και η λιμνοθάλασσα Λαφρούδα στη Θράκη. Μελετήθηκαν 5 δείγματα επιφανειακών ιζημάτων από κάθε περιοχή, μία γεώτρηση σε κάθε περιοχή, έγιναν γεωχρονολογήσεις και μικροπαλαιοντολογικές αναλύσεις. Στις Αλυκές Κίτρους 6.500 χρόνια πριν από σήμερα το περιβάλλον μεταβάλλεται από ανοιχτή λιμνοθάλασσα σε κλειστή λιμνοθάλασσα, η ίδια μεταβολή στο παλαιοπεριβάλλον παρατηρείται και στη Λαφρούδα αλλά πολύ αργότερα κοντά στα 3.000 χρόνια πριν από σήμερα. Η εξέλιξη του παλαιοπεριβάλλοντος στη Λαφρούδα πλησιάζει την εξέλιξη του περιβάλλοντος στη ΒΑ Λήμνο.

Ο Pανlorouλος (2010) μελέτησε τις μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης στο Αιγαίο τα τελευταία 6000 χρόνια, σε παράκτια περιβάλλοντα, με τη χρήση γεωχρονολογήσεων που προέρχονται από γεωτρήσεις και ψηφιδοπαγείς αιγιαλούς. Συγκρίνοντας τις καμπύλες μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης για πολλές παράκτιες περιοχές του Αιγαίου, μεταξύ αυτών και περιοχές του Βορείου Αιγαίου, όπως η Λαφρούδα Θράκης και η περιοχή Παλαμάρι της

Σκύρου, και περιοχές των Κυκλάδων Μύκονος–Δήλος–Ρήνεια, με το μοντέλο του Lambeck and Purcell (2005), βρέθηκαν οι ρυθμοί ανόδου της θαλάσσιας στάθμης στις περιοχές αυτές. Για την περιοχή του Παλαμαρίου της Σκύρου και για την περιοχή των Κυκλάδων Μύκονος–Δήλος–Ρήνεια παρατηρήθηκε ότι η στάθμη της θάλασσας ανεβαίνει ταχύτερα από τις προβλέψεις του μοντέλου, γεγονός που αποδίδεται σε τεκτονικές κινήσεις καταβύθισης, ενώ στην περιοχή της Λαφρούδας δεν εντοπίστηκε σημαντική διαφορά στους ρυθμούς. Τα δεδομένα από τη περιοχή του Παλαμαρίου της Σκύρου αφορούν τα τελευταία 4.000 χρόνια και αποδίδονται στη τεκτονική καταβύθιση. Αυτή είναι και η περίπτωση της περιοχής μελέτης στη ΒΑ Λήμνο.

2. Μεθοδολογία

Η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε στην παρούσα Διδακτορική Διατριβή παρουσιάζεται σχηματικά παρακάτω (Εικόνα 2.1.).



Εικόνα 2.1. Διάγραμμα μεθοδολογίας που ακολουθήθηκε στη Διατριβή

Αποκτήθηκαν οι χάρτες της τοπογραφίας από τη Γ.Υ.Σ. σε κλίμακα 1:50.000, της γεωλογίας από το ΙΓΜΕ σε κλίμακα 1:50.000 και της βαθυμετρίας από τη Υδρογραφική Υπηρεσία Αθήνας σε κλίμακα 1:100.000 (βλ. 2.1. Χαρτογραφικά δεδομένα). Συλλεχτήκαν δεδομένα για το ανάγλυφο χερσαίο και υποθαλάσσιο, και τις διαδικασίες δημιουργίας του, με σκοπό τη δημιουργία του υποβάθρου για τη γεωμορφολογική χαρτογράφηση, καθώς και για την καλύτερη αναπαράσταση της παλαιογεωγραφίας της περιοχής.

Για την γεωμορφολογική μελέτη ακολουθήθηκαν τα εξής βήματα:

1. Αναγνώριση των γεωμορφολογικών χαρακτηριστικών της περιοχής μελέτης και επιλογή της μεθοδολογίας προσέγγισης.

2. Αποτύπωση – επιλογή της κλίμακας, της μεθόδου χαρτογράφησης, των τοπογραφικών χαρτών και ψηφιακών υποβάθρων. Δημιουργία υπομνήματος, επιλογή συμβόλων υπομνήματος. Γεωμορφολογική χαρτογράφηση, έκθεση των αποτελεσμάτων γεωμορφολογικής χαρτογράφησης.

3. Ανάλυση - περιγραφή της γεωμορφολογίας, σχεδιασμός της δειγματοληψίας, ανάλυση των δειγμάτων στο εργαστήριο, χρωματική ταξινόμηση βάση Munsell, περιγραφή της στρωματογραφίας, μικροπαλιοντολογικές αναλύσεις, μικρομορφολογική μελέτη και γεωχρονολογήσεις. Δεδομένα από την Αρχαιολογία και Ιστορικά γεγονότα για επαλήθευση των αποτελεσμάτων και καταγραφή της ανθρώπινης επίδρασης.

4. Συσχέτιση με τις γεωλογικές και τεκτονικές συνθήκες, με το σεισμολογικό καθεστώς, με τις υδρολογικές και υδρογεωλογικές συνθήκες και τις κλιματικές και παλαιοκλιματικές συνθήκες.

5. Σύνθεση - αξιολόγηση και έλεγχος των δεδομένων των αναλύσεων. Αξιολόγηση της γεωμορφολογικής χαρτογράφησης. Συμπεράσματα, συζήτηση και διαπιστώσεις των γεωμορφολογικών αναλύσεων. Αναπαράσταση της παλαιογεωγραφικής εξέλιξης (Παυλόπουλος, 2011).

Στο γεωμορφολογικό χάρτη (εικόνα 4.1.) αποτυπώθηκε η λιθοστρωματογραφία (κολλούβιες αποθέσεις, αλλούβιες αποθέσεις), το γεωλογικό υπόβαθρο (ηφαιστειογενή πετρώματα, ρήγματα), το τοπογραφικό υπόβαθρο (υδρογραφικό δίκτυο, ισοϋψείς καμπύλες),

οι παράκτιες γεωμορφές (ψηφιδοπαγής αιγιαλός, σπήλαια), γεωμορφές στην ενδοχώρα (ηφαιστειακοί δόμοι, ταφόνι) με τη χρήση του προγράμματος Arc GIS 9.0.

Συλλέχθηκε βιβλιογραφία και επιστημονικές εργασίες για τα αρχαιολογικά δεδομένα των ανασκαφών της περιοχής μελέτης. Μελετήθηκαν κείμενα περιηγητών σχετικά με την περιγραφή των αρχαιολογικών θέσεων των λιμανιών. Τα δεδομένα αυτά αποτυπώθηκαν σε χάρτη (εικόνα 3.11.) για την καλύτερη διαχείρισή τους.

Πραγματοποιήθηκε δειγματοληψία οκτώ ερευνητικών γεωτρήσεων, δύο κοντά στον αρχαιολογικό χώρο της Ηφαιστίας και έξι στη λιμνοθάλασσα Αλυκή. Οι πυρήνες των γεωτρήσεων μεταφέρθηκαν στο εργαστήριο Φυσικής Γεωγραφίας-Γεωμορφολογίας του Χαροκοπέιου Πανεπιστημίου για περαιτέρω αναλύσεις. Μελετήθηκε η ιζηματολογική τους σύσταση, έγινε η ταξινόμησή τους και σχεδιάστηκε η στρωματογραφία τους στο πρόγραμμα Corel Draw 11.0. Στη συνέχεια λήφθηκαν δείγματα για τις γεωχρονολογήσεις και τη μικροπαλαιοντολογική ανάλυση.

Τα αποτελέσματα της γεωχρονολόγησης εισήχθηκαν στο πρόγραμμα Excel και χρησιμοποιήθηκαν για τη δημιουργία τοπικής καμπύλης σχετικών μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης, μετά από τη συσχέτισή τους με τα δεδομένα της καμπύλης του Lambek για το Αιγαίο Πέλαγος.

Η σύνθεση των παραπάνω δεδομένων σε μία βάση δεδομένων και με τη χρήση των Γεωγραφικών Πληροφοριακών Συστημάτων οδήγησε στη δημιουργία παλαιογεωγραφικών χαρτών που απεικονίζουν το παλαιοπεριβάλλον και την εξέλιξη της περιοχής μελέτης.

2.1. Χαρτογραφικά δεδομένα

Για τη δημιουργία του υποβάθρου της ψηφιακής αναπαράστασης της περιοχής μελέτης χρησιμοποιήθηκαν τα παρακάτω: ο γεωλογικός χάρτης Νήσος Λήμνου του Ινστιτούτου Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών του 1993 σε κλίμακα 1:50.000, οι δύο τοπογραφικοί χάρτες Φύλλο Μούδρος 1980 και Φύλλο Μυρίνα 1981 της Γεωγραφικής Υπηρεσίας Στρατού σε κλίμακα 1:50.000, ο βαθυμετρικός χάρτης Νήσος Λήμνος του 1954 από την Υδρογραφική Υπηρεσία Αθήνας σε κλίμακα 1:100.000.

Οι χάρτες σαρώθηκαν για να μετατραπούν από αναλογικούς σε ψηφιακούς και έγινε η εισαγωγή τους στο Γεωγραφικό Πληροφοριακό Σύστημα, Arc GIS 9.0. Αρχικά μετατράπηκαν οι συντεταγμένες των αναλογικών χαρτών από το σύστημα UTM στο σύστημα Ελληνικών συντεταγμένων ΕΓΣΑ 87 με τη χρήση του λογισμικού COORD. Στη συνέχεια μέσω του προγράμματος Arc Map έγινε η γεωαναφορά των χαρτών και η σύνδεση μεταξύ τους. Έπειτα δημιουργήθηκαν για όλες τις ενότητες που επρόκειτο να ψηφιοποιηθούν τα αντίστοιχα “shape files” στο πρόγραμμα Arc Catalog.

Στη συνέχεια έγινε η ψηφιοποίηση των γραμμικών ενοτήτων όπως οι ισοϋψείς, σημειακών ενοτήτων όπως οι οικισμοί και χωρικών ενοτήτων όπως οι αλλουβιακές αποθέσεις. Με τον τρόπο αυτό δημιουργήθηκε το υπόβαθρο, το οποίο χρησιμοποιείται στη δημιουργία ανάλογων χαρτών για την καλύτερη αποτύπωση και παρουσίαση των αποτελεσμάτων της έρευνας. Αυτή η διαδικασία είχε ως αποτέλεσμα τη δημιουργία του Γεωμορφολογικού χάρτη της νήσου Λήμνου (εικόνα 4.1.) το χάρτη θέσεων των δειγματοληψιών (εικόνα 2.4.), τον υδρολογικό χάρτη (εικόνα 4.2.), το χάρτη με τις θέσεις των ενάλιων αρχαιολογικών ευρημάτων (εικόνα 3.11.) καθώς και τους χάρτες αναπαράστασης της παλαιογεωγραφίας της περιοχής μελέτης (εικόνες 5.4.1.-5.4.4). Τα σύμβολα που χρησιμοποιήθηκαν προέρχονται από τη διεθνή βιβλιογραφία.

2.2. Αρχαιολογικά δεδομένα

Συλλέχθηκε βιβλιογραφία με αρχαιολογικά ευρήματα της περιοχής μελέτης και ιστορικά δεδομένα. Βρέθηκαν χάρτες και αναφορές διαφόρων περιηγητών, τα οποία αποδελτιώθηκαν και αναλύθηκαν, δίνοντας στοιχεία για το φυσικό και το ανθρωπογενές περιβάλλον της Λήμνου από την αρχαιότητα μέχρι την εποχή της Τουρκοκρατίας, τα οποία με τη σειρά τους χρησιμοποιήθηκαν προκειμένου να εντοπιστούν περιβαλλοντικές μεταβολές.

Από τις περιγραφές των περιηγητών και τη σύνθεση των παραπάνω δεδομένων προέκυψε χάρτης με τις θέσεις των ενάλιων αρχαιολογικών ευρημάτων (εικόνα 3.11.).

2.3. Γεωμορφολογική χαρτογράφηση

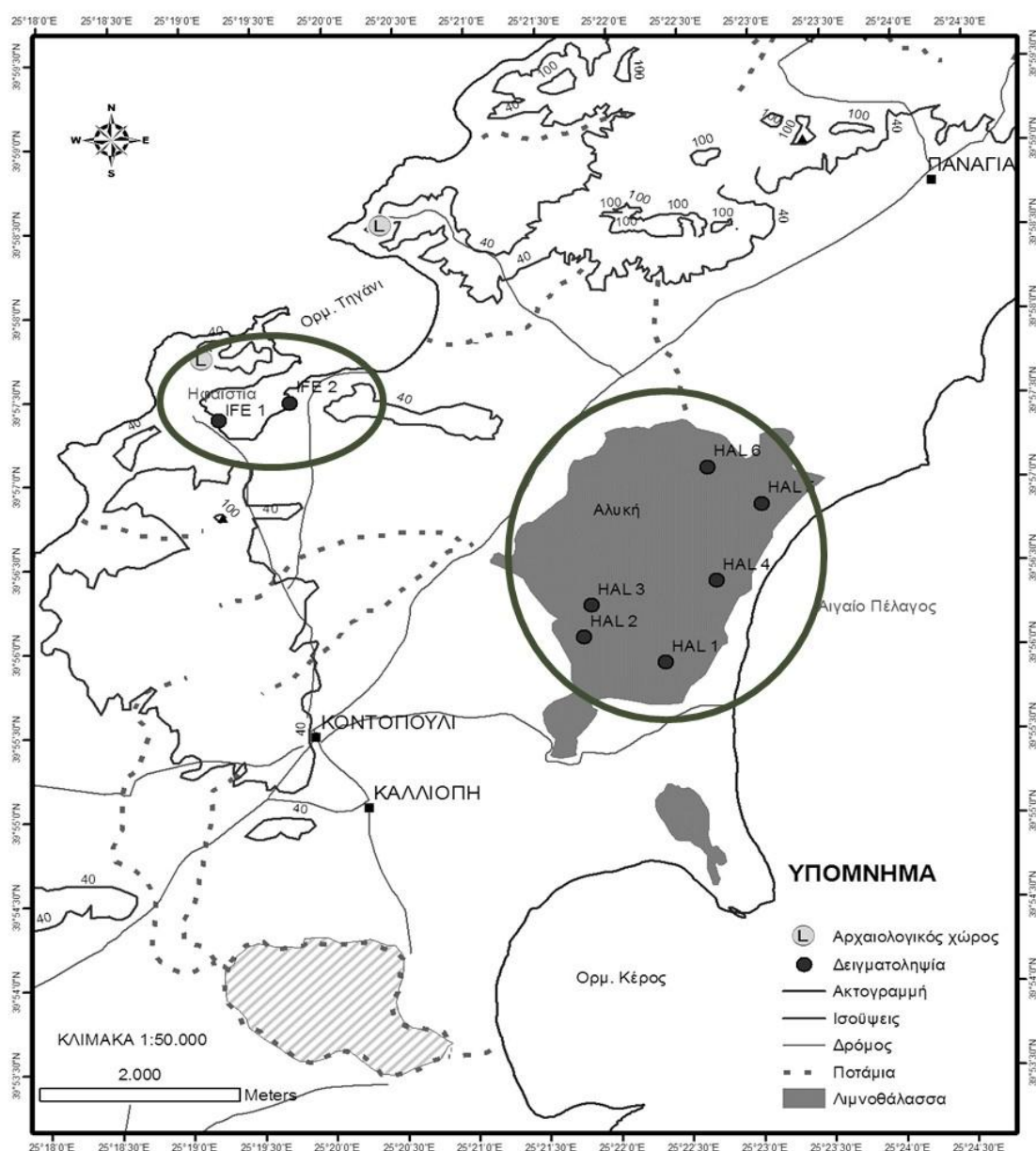
Μετά από την επιτόπια έρευνα των γεωμορφών της ενδοχώρας και της παράκτιας περιοχής, προέκυψαν δεδομένα τα οποία αποτυπώνονται στο γεωμορφολογικό χάρτη της Νήσου Λήμνο. Στο Arc Toolbox του προγράμματος Arc GIS 9.0 σχεδιάστηκαν τα σύμβολα του υπομνήματος, ενώ μερικά συμβολά επιλέχθηκαν από τα ήδη διαθέσιμα του προγράμματος. Η γεωμορφολογική χαρτογράφηση έγινε σε κλίμακα 1:50.000. Τα δεδομένα που συγκεντρώθηκαν από την επιτόπια έρευνα αξιολογήθηκαν και συσχετίστηκαν μεταξύ τους με αποτέλεσμα τη δημιουργία χαρτών. Αρχικά εισήχθησαν στο Γεωγραφικό Πληροφοριακό Σύστημα Arc GIS 9.0. Το υπόβαθρο που χρησιμοποιήθηκε είχε δημιουργηθεί από την ψηφιοποίηση των σημειακών, γραμμικών και χωρικών ενοτήτων των τοπογραφικών χαρτών, του γεωλογικού και του βαθυμετρικού χάρτη. Για κάθε στοιχείο του χάρτη που ψηφιοποιήθηκε δημιουργήθηκαν shape files, τα οποία συγκεντρώθηκαν σε μια βάση δεδομένων.

Συγκεκριμένα στο γεωμορφολογικό χάρτη αποτυπώθηκαν το τοπογραφικό υπόβαθρο (ισοϋψείς καμπύλες 100, 200, 300 και 400 m, ισοβαθείς καμπύλες 5, 10, 15 και 20 m, υψομετρικά σημεία), το γεωλογικό υπόβαθρο και τα είδη των αποθέσεων (ρήγματα, ηφαιστειακά πετρώματα, κλαστικές αποθέσεις, αλλούβιες, κολλούβιες αποθέσεις, ασβεστιτικοί ψαμμίτες), οι παράκτιες γεωμορφές (ψηφιδοπαγής αιγιαλός, σπήλαια, αμμοθίνες, ακτή με μικρή κλίση (0-30°), ακτή με μεσαία κλίση (30-40°) και ακτή με μεγάλη κλίση (>40°), τόμπολο, αλλουβιακό ριπίδιο) οι γεωμορφές στην ενδοχώρα (ηφαιστειακοί δόμοι, ταφόνι, ρέματα με κατά βάθος διάβρωση), το υδρολογικό υπόβαθρο (ρέματα με εποχιακή ροή, κοιλάδες σε σχήμα V, λιμνοθάλασσα, φράγμα και υφάλμυρο έλος) η ανθρώπινες κατασκευές (οδικό δίκτυο, λιμάνια, οικισμοί, αεροδρόμιο, αρχαιολογικός χώρος και αρχαία λιμάνια).

2.4. Δειγματοληψία γεωτρήσεων

Για την αποτύπωση των θέσεων δειγματοληψίας χρησιμοποιήθηκε το δορυφορικό σύστημα προσδιορισμού θέσης (G.P.S.), καθώς και οι τοπογραφικοί χάρτες της περιοχής κλίμακας 1:50.000.

Με στόχο την μελέτη των ιζημάτων, των ειδών των αποθέσεων και για περαιτέρω αναλύσεις, πραγματοποιήθηκαν οκτώ (8) δειγματοληπτικές γεωτρήσεων, δύο κοντά στον αρχαιολογικό χώρο της Ηφαιστίας και έξι στη λιμνοθάλασσα Αλυκή, το 2007 σε συνεργασία με την Ιταλική Αρχαιολογική Σχολή της Αθήνας η οποία και χρηματοδότησε της έρευνα. Πραγματοποιήθηκαν με τον γεωτρητικό εξοπλισμό του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Στην δειγματοληψία γεωτρήσεων με τη χρήση δονητικού δειγματολήπτη τύπου Cobra συμμετείχαν: Κωνσταντίνος Βουβαλίδης, Γεώργιος Συρίδης, Κοσμάς Παυλόπουλος, Eric Fouache, Θεόδωρος Παράσχου, Adrien Gonnet και ο Δημήτριος Βανδαράκης, με την παρουσία του γραμματέα της Ιταλικής Αρχαιολογικής Σχολής Alberto Benvenuti.



Εικόνα 2.4. Χάρτης των σημείων εκτέλεσης των δειγματοληπτικών γεωτρήσεων.

Στη θέση λιμνοθάλασσα Αλυκή έγιναν έξι δειγματοληπτικές γεωτρήσεις: οι HAL1, HAL2, HAL3, HAL4, HAL5 και HAL6, με βάθος 8,5 m, 3 m, 3,2 m, 10,5 m, 3,8 m και 6,5 m αντίστοιχα.

Στη θέση του αρχαιολογικού χώρου της Ηφαιστίας έγιναν δύο δειγματοληπτικές γεωτρήσεις: οι IFE1 και IFE2, με βάθος 4 m και 5,5 m. Στις γεωτρήσεις έγινε η απαιτούμενη υψομετρική διόρθωση της μέσης θαλάσσιας στάθμης για να είναι γνωστό το βάθος διάτρησης. Οι θέσεις των γεωτρήσεων φαίνονται στην εικόνα 2.4.

2.5. Λιθοστρωματογραφικά δεδομένα

Η μελέτη των ιζημάτων έγινε στο εργαστήριο Φυσικής Γεωγραφίας-Γεωμορφολογίας του Χαροκοπέιου Πανεπιστημίου. Πρώτα έγινε η μακροσκοπική διερεύνηση των γεωτρήσεων για να εκτιμηθεί η κοκκομετρική σύσταση τους και να περιγραφεί η λιθοστρωματογραφία. Στη συνέχεια έγινε η ταυτοποίηση των ιζημάτων με τη χρήση της κλίμακας χρωματικών εδαφολογικών σχηματισμών κατά Munsell. Τα δεδομένα που προκύπτουν από την μελέτη των ιζημάτων των γεωτρήσεων καταγράφηκαν και σχεδιάστηκαν με το πρόγραμμα Corel Draw 11.0.

Με τη χρήση των αποτελεσμάτων των γεωχρονολογήσεων υπολογίστηκε ο ρυθμός ιζηματογένεσης στις στρωματογραφικές ενότητες.

2.6. Γεωχρονολόγηση

Στη μέθοδο ραδιοχρονολόγησης της ατομικής φασματοσκοπίας-φασματομετρίας με επιταχυντή μάζας AMS του ενεργού άνθρακα ^{14}C , χρησιμοποιηθήκαν 27 δείγματα, από οργανικό υπόλειμμα και δίθυρα του είδους *Cerastoderma glaucum*. Συγκεκριμένα, συλλέχθηκαν από την περιοχή της λιμνοθάλασσας Αλυκής με την κάτωθι σειρά, τα δείγματα: από τη γεώτρηση HAL1 σύνολο επτά δείγματα, από τη γεώτρηση HAL4 τέσσερα δείγματα, ένα δείγμα από την HAL5 και οκτώ δείγματα από τη γεώτρηση HAL6. Στις υπόλοιπες γεωτρήσεις στη συγκεκριμένη περιοχή μελέτης δεν βρέθηκε υλικό για χρονολόγηση. Από την περιοχή του αρχαιολογικού χώρου της Ηφαιστίας, συλλέχθηκαν δύο δείγματα από τη γεώτρηση IFE1 και πέντε δείγματα από τη γεώτρηση IFE2 (πίνακας 4.4.1.). Το σύνολο των δειγμάτων στάλθηκαν στο εργαστήριο ραδιενεργού άνθρακα ^{14}C Centre de Datation par le RadioCarbone Universite

Claude Bernard Lyon ¹, του Πανεπιστημίου της Λυών στη Γαλλία, τα οποία επεξεργάστηκαν με τη μέθοδο της ατομικής φασματοσκοπίας-φασματομετρίας με επιταχυντή μάζας AMS.

Στη συνέχεια τα αποτελέσματα της ραδιοχρονολόγησης βαθμονομήθηκαν με τη χρήση του λογισμικού Oxcal 3 (Ramsey, 2010) για τη διόρθωση του προσδιορισμού της ηλικίας των δειγμάτων. Επίσης, έγινε και η διόρθωση λόγω του φαινομένου της θαλάσσιας δεξαμενής με τη χρήση του $\Delta R = 151\text{y}$ (Siani *et al.*, 2000), με σκοπό να αποφευχθούν τυχόν λάθη λόγω των συνθηκών απόθεσης των ιζημάτων. Η συγκεκριμένη διόρθωση επιλέχθηκε, διότι έχει εφαρμογή στη Ανατολική Μεσόγειο και ως δείκτης έχει χρησιμοποιηθεί το δίθυρο *Cerastoderma glaucum*. Επίσης έχει χρησιμοποιηθεί για τη περιοχή του Βορείου Αιγαίου στη Θεσσαλονίκη από τους Ghiladri *et al.*, (2008).

Τα αποτελέσματα της ραδιοχρονολόγησης (πίνακας 4.4.1.) δείχνουν την ηλικία του δείγματος που αναφέρεται στο χρονικό διάστημα που έχει περάσει μέχρι σήμερα και εκφράζεται σε έτη πριν από σήμερα (BP). Για τις χρονολογήσεις με ραδιοάνθρακα, ορίζεται ότι το σήμερα είναι το 1950. Τέλος για την καλύτερη συσχέτιση της χρονολόγησης των δειγμάτων των γεωτρήσεων με τα αρχαιολογικά δεδομένα έγινε και η μετατροπή των ηλικιών τους σε βαθμίδα προ Χριστού ή μετά Χριστόν.

2.7. Μικροπαλαιοντολογική ανάλυση

Για τη μικροπαλαιοντολογική ανάλυση λήφθηκαν συνολικά 217 δείγματα από τους οκτώ πυρήνες. Το κάθε δείγμα μετά από επεξεργασία εξετάστηκε για την περιεκτικότητα του σε μικροαπολιθώματα (τρηματοφόρα και οστρακώδη), τα οποία μελετήθηκαν κάτω από στερεοσκοπικό μικροσκόπιο και ταξινομήθηκαν σε είδη.

Η μικροπαλαιοντολογική ανάλυση έγινε στα 201 δείγματα από τις γεωτρήσεις HAL1, HAL2, HAL3, HAL4, HAL5 και HAL6 της λιμνοθάλασσας Αλυκής και τη γεώτρηση IFE2 από τον αρχαιολογικό χώρο της Ηφαιστίας. Δεδομένου ότι τα αποτελέσματα από τα 16 δείγματα από τη γεώτρηση IFE1 δεν λήφθησαν υπόψη, λόγω των αποτελεσμάτων της χρονολόγησης διότι έδωσαν χρονολογίες με ανάστροφη χρονολογική σειρά. Τα δείγματα που επιλέχθηκαν για τη μικροπαλαιοντολογική ανάλυση, πάρθηκαν ανά 6-8 εκατοστά περίπου της στρωματογραφικής κολόνας. Στη συνέχεια από κάθε δείγμα ζυγίστηκαν 5 γραμμάρια ιζήματος ώστε να χρησιμοποιηθούν στη μικροπαλαιοντολογική ανάλυση.

Αρχικά τα δείγματα ιζήματος τοποθετήθηκαν σε ποτήρια ζέσεως όπου προστέθηκε απιονισμένο νερό και υπεροξείδιο (H_2O_2) για να απομακρυνθεί η οργανική ύλη και να γίνει αποσυσσωμάτωση κόκκων. Στη συνέχεια τοποθετήθηκαν σε λουτρό υπερήχων για να γίνει η διάσπαση των συσσωματωμάτων των κόκκων για 5 δευτερόλεπτα. Ακολούθησε υγρό κοσκίνισμα των δειγμάτων από κόσκινο με διάμετρο 125 μ m. Το ίζημα που έμεινε πάνω στο κόσκινο συλλέχθηκε και ξηράνθηκε στο φούρνο σε θερμοκρασία 50°C για 2-3 μέρες.

Τα δείγματα διαιρέθηκαν με τη χρήση του Otto-Microsplitter, γιατί περιείχαν μεγάλη ποσότητα μικροαπολιθωμάτων. Λήφθηκε και μελετήθηκε κλάσμα του δείγματος που περιείχε τουλάχιστον 200 τρηματοφόρα. Στη συνέχεια τα δείγματα μελετήθηκαν με στερεοσκοπικά μικροσκόπια Leica APO S8 και Motic SMZ-140 με σκοπό να γίνει η συλλογή των μικροαπολιθωμάτων (βενθονικών τρηματοφόρων και οστρακωδών). Τα άτομα (τρηματοφόρα και οστρακώδη) συλλέχθηκαν με λεπτό πινέλο (No000) και τοποθετήθηκαν με ειδική κόλλα σε μικροπαλαιοντολογικές δειγματοληπτικές θήκες.

Ακολούθησε συστηματική ταξινόμηση των βενθικών τρηματοφόρων και των οστρακωδών σε γένη/είδη βάση των (Loeblich and Tappan, 1987, Bonaduce *et al.*, 1975, Holborn *et al.*, 2013, Athersuch, 1989, Γεωργιάδου – Δικαιούλια & Δερμιτζάκης, 1993, Cimerman and Langer, 1991, Hottinger *et al.*, 1993, Sgarrella and Moncharmont Zei, 1993, καθώς και πλήθος δημοσιευμένων εργασιών σε επιστημονικά περιοδικά) για την παλαιοοικολογική ποιοτική και ποσοτική ταξινόμηση. Ταυτόχρονα έγινε και η καταγραφή άλλων στοιχείων όπως γαστερόποδα, βελόνες αχινού και ρίζες ποσειδωνίας που υπήρχαν στο δείγμα.

Υπολογίστηκαν τα ποσοστά επικράτησης των διαφόρων ειδών που αναγνωρίστηκαν. Σχεδιάστηκαν διαγράμματα με τα είδη των απολιθωμάτων που βρέθηκαν σε κάθε πυρήνα με το πρόγραμμα Grapher 9.0.

Μετά από στατιστική επεξεργασία υπολογίστηκαν στα δείγματα που παρατηρήθηκαν:

1. Ο δείκτης επικράτησης (Dominance) των ειδών που έχει περιγραφεί από τον Simpson (1949) και δείχνει τη σχέση κυριαρχίας και ποικιλότητας, βάση αυτού όσο αυξάνεται ο δείκτης επικράτησης μειώνεται η ποικιλότητα,

2. Ο δείκτης ποικιλότητας Shannon-Wiener (Ludwig and Raynolds, 1988) καθώς και

3. Ο δείκτης Ammonia–Elphidium που περιγράφεται από τους Gupta and Platon (2006) και δείχνει την υποξία στα ιζήματα και την περιβαλλοντική πίεση στο οικοσύστημα. Με το δείκτη AEI εκτιμήθηκε η μεγαλύτερη αντοχή της Ammonia spp. σε συνθήκες χαμηλής οξυγόνωσης σε σχέση με το Elphidium spp. Υψηλές τιμές του δείκτη δείχνουν μικρή οξυγόνωση και περιβαλλοντική πίεση ενώ χαμηλές τιμές του δείκτη δείχνουν σχετική περιβαλλοντική σταθερότητα.

Ο δείκτης (Simpson index) που αφορά της επικράτηση (Dominance) σε κάθε δείγμα παρατήρησης υπολογίζεται ως εξής:

$$D = \sum p_i^2$$

Όπου p είναι η αναλογία (n/N) των ατόμων του είδους (n) διαιρεμένων με το συνολικό αριθμό των ατόμων που βρέθηκαν (N).

Άλλη στατιστική παράμετρος που χρησιμοποιήθηκε είναι η συνάρτηση (H) Shannon-Wiener. Αφορά την ποικιλότητα των ειδών των βενθικών τρηματοφόρων, η οποία θεωρείται μέτρο της επίδρασης της περιβαλλοντικής πίεσης στις κοινωνίες τους. Λαμβάνει υπόψη τις αναλογίες και των μη διαδεδομένων ειδών, ενώ είναι ανεξάρτητη του μεγέθους του δείγματος. Μετρά την τάξη σε ένα σύστημα καθώς λαμβάνει υπόψη την αφθονία και την ομοιομορφία.

$$H(s) = -\sum_{i=1}^s p_i \ln p_i$$

όπου p_i η αναλογία συγκέντρωσης του i είδους ($p_i = n_i/N$, όπου n_i ο αριθμός των ατόμων του είδους i και N ο συνολικός αριθμός ατόμων).

Ο δείκτης Ammonia–Elphidium (AEI) που δείχνει την υποξία στο ίζημα σε κάθε δείγμα παρατήρησης υπολογίζεται ως εξής:

$$AEI = N_A / (N_A + N_E) \times 100$$

Όπου το N_A είναι ο αριθμός των ατόμων της Ammonia και το N_E είναι ο αριθμός των ατόμων του Elphidium.

2.8. Παλαιοπεριβαλλοντικοί δείκτες για τα παράκτια περιβάλλοντα και μεταβολές θαλάσσιας στάθμης

Για τον προσδιορισμό του παλαιοπεριβάλλοντος, εκτός από τα μικροαπολιθώματα ελήφθησαν υπόψη τα στοιχεία της γεωμορφολογίας της περιοχής, ο ψηφιδωπαγής αιγιαλός, τα υπολείμματα λιμανιών και οικισμών παλαιότερων ιστορικών περιόδων.

Σημαντικός παράγοντας είναι ο προσδιορισμός των μεταβολών της στάθμης της θάλασσας. Για το σκοπό αυτό μελετήθηκε η σχετική βιβλιογραφία, διεθνής και ελληνική, και επιλέχθηκε η εφαρμογή του μοντέλου του Lambeck (2004) και Lambeck and Purcell (2005) για τις μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης.

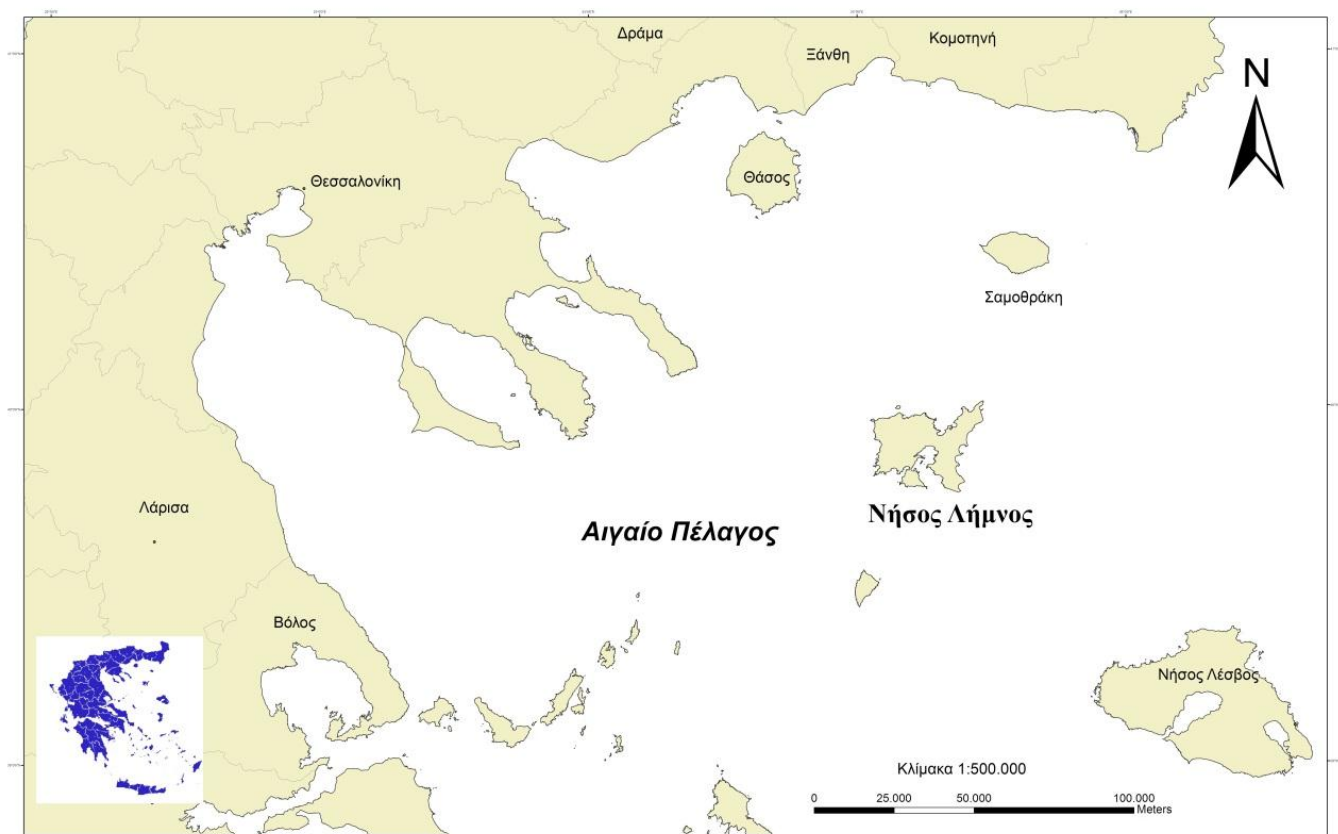
Για την καλύτερη επεξεργασία και απεικόνισή τους, τα δεδομένα από τα αποτελέσματα της ραδιοχρονολόγησης των δειγμάτων της Αλυκής και της Ηφαιστίας εισήχθησαν στο πρόγραμμα Excel, δημιουργήθηκαν αντίστοιχα διαγράμματα και τοποθετήθηκαν και τα όρια των σφαλμάτων τους (error bars) (εικόνες 5.3. και 5.4.). Τα σημεία διακύμανσης της θαλάσσιας στάθμης έχουν οριζόντιες και κάθετες μπάρες σφαλμάτων οι οποίες δείχνουν την χρονική περίοδο απόθεσης και το βάθος της απόθεσης.

Δημιουργήθηκε μια καμπύλη της σχετικής μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης για την περιοχή μελέτης (εικόνα 5.5.). Στη συνέχεια τα σημεία της μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης από την περιοχή της Αλυκής και της Ηφαιστίας συσχετίστηκαν με την καμπύλη μεταβολής θαλάσσιας στάθμης που προκύπτει από τα μοντέλα του Lambeck (2004) και Lambeck and Purcell (2005).

3. Περιοχή μελέτης

3.1. Φυσική Γεωγραφία

Η νήσος Λήμνος βρίσκεται στο βορειοανατολικό τμήμα του Αιγαίου, στο Θρακικό Πέλαγος. Περιβάλλεται από το στενό των Δαρδανελίων βορειοανατολικά, τη νήσο Τένεδο στα ανατολικά, τη νήσο Ίμβρο στα βορειοανατολικά, τη Σαμοθράκη στα βόρεια και τη νήσο Άγιος Ευστράτιος στα νοτιοδυτικά (εικόνα 3.1.). Η θέση της Λήμνου είναι πολύ σημαντική, γιατί βρίσκεται κοντά στις ακτές της Μικράς Ασίας, συνδέεται με τη Μαύρη Θάλασσα μέσα από τα Δαρδανέλια και το στενό του Βοσπόρου. Η επιφάνεια της καταλαμβάνει έκταση 477 km² με μήκος ακτών περίπου 260 km με εκτεταμένες αμμουδερές παραλίες που διακόπτονται από βραχώδεις ακτές και έντονο οριζόντιο διαμελισμό με μεγάλους και μικρούς κόλπους και λιμανάκια. Διοικητικά ανήκει στο Νομό Λέσβου, μαζί με τη Λέσβο και τον Άγιο Ευστράτιο. Το σύμπλεγμα αυτών των νησιών ονομάζεται και Βόρειες Σποράδες (Μοσχίδου, 1907; Κατσαδωράκης και Παραγκαμιάν, 2006).



Εικόνα 3.1. Τοποθεσία της Νήσου Λήμνου στο Βόρειο Αιγαίο

Η νήσος Λήμνος χαρακτηρίζεται από ήπιο ανάγλυφο, με λοφώδεις περιοχές στο βορειοδυτικό τμήμα της. Ο έντονος οριζόντιος διαμελισμός της Λήμνου την καθιστά πλούσια σε κόλπους, όρμους και λιμανάκια. Οι κυριότεροι κόλποι είναι, ο κόλπος του Μούδρου και του Πουρνιά, ενώ λόγω εκτεταμένης διάβρωσης των πετρωμάτων και του τεκτονισμού σχηματίζονται πολυάριθμοι όρμοι, οι σημαντικότεροι εκ των οποίων είναι αυτοί του Κέρους και του Αγίου Χαραλάμπους στα ανατολικά, του Κάσπακα και του Πλατύ στα δυτικά, του Κοντιά και του Αγίου Παύλου στα νότια (Γιαννόπουλος και Λιάππης, 2010).

Το υδρογραφικό δίκτυο αποτελείται από χείμαρρους και ρέματα εποχιακής ροής, το οποίο διαμορφώνει κάποιες κοιλάδες με σχήμα V. Οι λεκάνες απορροής είναι 74 και ανήκουν σε μικρές και πολύ μικρές λεκάνες. Στη Λήμνο εμφανίζονται χειμαρρώδη φαινόμενα παρά το ήπιο ανάγλυφο και το κλίμα, λόγω της απουσίας δασικής βλάστησης, καθώς το έδαφος δεν προστατεύεται επαρκώς από τη δράση των κατακρημνισμάτων. Στην περιοχή του Κόρνου υπάρχουν ιαματικές πηγές, ένδειξη της ηφαιστειακής δραστηριότητας του παρελθόντος (Υδρογραφική Υπηρεσία, 1987).

Γενικά, στα κεντρικά και ανατολικά τμήματα του νησιού δεν διαμορφώνεται αξιόλογο υδρογραφικό δίκτυο, λόγω της υδροπερατότητας των σχηματισμών (Τεταρτογενείς αποθέσεις), σε αντίθεση με τις υπόλοιπες περιοχές του νησιού (ηφαιστειογενείς και Νεογενείς σχηματισμοί), όπου το υδρογραφικό δίκτυο είναι ιδιαίτερα πυκνό και παρουσιάζει δενδρική μορφή, λόγω παρουσίας των ημιπερατών έως πρακτικά αδιαπέρατων πετρωμάτων. Οι αδιαπέρατοι σχηματισμοί είναι και ο λόγος που εμφανίζονται πτωχά υπόγεια νερά. Οι υδροφόροι ορίζοντες εντοπίζονται στις Τεταρτογενείς αλλούβιες και παράκτιες αποθέσεις και στις ρωγματώσεις των ηφαιστειακών πετρωμάτων. Η υδροφορία των τεταρτογενών αποθέσεων είναι η πιο σημαντική, αναπτύσσεται σε μικρό βάθος και τροφοδοτείται από τους χείμαρρους και τα νερά της βροχής. Γειτονεύει με τη θάλασσα, με αποτέλεσμα να υπάρχει υποβάθμιση της ποιότητας του υπογείου νερού λόγω διείσδυσης θαλασσινού νερού, ειδικά τη θερινή περίοδο (Γιαννόπουλος και Λιάππης, 2010).

Για την καλύτερη διαχείριση των υδάτων το 1976 κατασκευάστηκε το φράγμα του Κοντιά, που τροφοδοτείται με νερό από το χείμαρρο Χανδριά. Το νερό του φράγματος, χρησιμοποιείται κυρίως για την άρδευση των καλλιεργειών. Το 1997 κατασκευάστηκε η λιμνοδεξαμενή Θάνους, η οποία τροφοδοτείται από το χείμαρρο Θάνους (Αθανασόπουλος κ.α., 2006).

3.1.1. Κλιματικά στοιχεία και βλάστηση

Το κλίμα της Λήμνου χαρακτηρίζεται ως εύκρατο, με ήπιους χειμώνες και δροσερά καλοκαίρια. Παράκτια υπάρχει αρκετή υγρασία, ενώ στην ενδοχώρα το κλίμα μοιάζει με αυτό της ηπειρωτικής χώρας και υπάρχει η πιθανότητα χιονόπτωσης στα ορεινά χωριά της. Ο κύριος όγκος των κατακρημνισμάτων πέφτει με τη μορφή βροχής, ειδικά κατά τους χειμερινούς μήνες, και λιγότερο με τη μορφή χιονιού και χαλαζιού. Το ύψος της ετήσιας βροχόπτωσης ανέρχεται σε 466,7 mm (Κρητικού, 2005; EMY, 2010).

Οι επικρατούντες άνεμοι είναι βορειοανατολικοί με σταθερή διεύθυνση και ταχύτητα στη διάρκεια του χρόνου. Κατά τη διάρκεια του χειμώνα στη Λήμνο επικρατούν ΒΑ άνεμοι με απουσία ανέμων άλλων διευθύνσεων. Η ένταση των ΒΑ ανέμων είναι συνήθως μέτρια (Ρωσσιάδου κ.α., 2002).

Δεν υπάρχουν έντονες διαφοροποιήσεις στο μικροκλίμα του νησιού που να επιτρέπουν την εμφάνιση και ανάπτυξη πολλών διαφορετικών τύπων βλάστησης. Το νησί χαρακτηρίζεται από την πλήρη απουσία δάσους και μεγάλων δένδρων, καθώς και της χαμηλής έντασης εκμετάλλευσης των γεωργικών και κτηνοτροφικών εκτάσεων.

Οι φρυγανότοποι καταλαμβάνουν περίπου το 25% των βοσκοτόπων του νησιού, όπου λόγω αυξημένης ξηρασίας η βλάστηση είναι χαμηλή, ανοικτή και διασκορπισμένη με κυριαρχία της αστοιβής, του θυμαριού και πολλών αρωματικών φυτών. Οι φρυγανότοποι καθώς και οι γεωργικές εκτάσεις είναι οικοσυστήματα στα οποία ζουν αγριοκούνελα, λαγοί και η περίφημη νησιώτικη πέρδικα (Κατσαδωράκης και Παραγκαμιάν, 2006; Rackham, 2008).

Ένας από τους μεγαλύτερους υγροτόπους του Αιγαίου είναι η Αλυκή της Λήμνου. Η λιμνοθάλασσα Αλυκή αποτελεί μία φυσική αλυκή, η οποία στο παρελθόν χρησιμοποιούταν για εξαγωγή αλατιού. Σήμερα ανήκει στην Εταιρία Ελληνικές Αλυκές Α.Ε., η οποία δεν έχει προχωρήσει στην υλοποίηση του σχεδίου για την οικονομική εκμετάλλευσή της. Λόγω των σπάνιων ειδών που φιλοξενεί (π.χ. κερκινέζι, πινοδέλφινο), καθώς και των οικοτόπων (Μεσογειακά αλίπεδα με βούρλα, αλατούχες στέπες με κινούμενες θίνες ακτογραμμής) βρίσκεται υπό την προστασία του Δικτύου Natura 2000 (Κατσαδωράκης και Παραγκαμιάν, 2006). Στην προστατευμένη περιοχή εντάσσονται και η Χορταρολίμνη, η οποία είναι ένα παράκτιο εποχιακό έλος με έκταση 2.300στρ., καθώς και η Ασπρολίμνη, μικρή υφάλμυρη λίμνη με έκταση 420στρ. Στην προστατευμένη περιοχή ανήκει και ο όρμος Κέρος μαζί με τη

θαλάσσια περιοχή μέχρι τα 10m βάθος όπου εκτείνονται τα λιβάδια της Ποσειδωνίας (*Poseidonia Oceanica*). Τα προβλήματα που αντιμετωπίζει η προστατευόμενη περιοχή σήμερα, είναι οι επιχωματώσεις και οι επεκτάσεις καλλιέργειών και οικισμών (Κουσουρή, 1998).

Ενδιαφέροντα και σημαντικά στοιχεία του φυσικού περιβάλλοντος της νήσου Λήμνου είναι:

- Οι αμμοθίνες οι οποίες σχηματίζονται στην περιοχή των λιμνών Αλυκή, Χορταρολίμνη και Ασπρολίμνη με περισσότερο εντυπωσιακές τις αμμοθίνες στην περιοχή Γομάτι βόρεια του χωριού Κατάλακος.
- Οι υγροβιότοποι των λιμνών Αλυκή, Χορταρολίμνη και Ασπρολίμνη στα ανατολικά παράλια του νησιού (Κατσαδωράκης και Παραγκαμιάν, 2006).

3.2. Γεωλογία

Η νήσος Λήμνος αποτελείται από ιζηματογενή και ηφαιστειακά πετρώματα. Τα ιζηματογενή πετρώματα αποτελούνται από σχηματισμούς του Ηωκαίνου, Ολιγόκαινου, Μειόκαινου και Ολοκαίνου. Τα ηφαιστειακά πετρώματα καλύπτουν μεγάλη έκταση του νησιού, αποτελείται από τόφφους και ηφαιστειακά λατυποπαγή στο ανατολικό τμήμα. Στα δυτικά του νησιού εμφανίζονται κυρίως ανδεσίτες, τραχείτες, τραχειανδεσίτες και δακίτες (Βέργης, 1986).

Το υπόβαθρο του νησιού αποτελείται από Ηωκαινικούς σχηματισμούς στους οποίους διεισδύουν ηφαιστειακά πετρώματα. Καλύπτουν το ΒΔ και το ΝΑ τμήμα της Λήμνου και το ύψωμα Σκοπός της χερσόνησου Φακός. Οι σχηματισμοί του Ολιγοκαίνου καλύπτουν το Β και ΒΑ τμήμα του νησιού (Βέργης, 1986). Η έκταση των σχηματισμών του Μειόκαινου είναι περιορισμένη στα ΒΔ και ΝΔ του Βάρους. Οι Ολοκαινικές αποθέσεις καλύπτουν τη χαμηλή περιοχή του νησιού, στην περιοχή Αυλώνας αποτελούνται από πηλούς με αδρομερή υλικά, στην περιοχή Αττικής από πηλούς και χαλίκια, ενώ στα βόρεια και ανατολικά παράλια παρατηρούνται θίνες. Στην περιοχή της Αττικής υπάρχουν «σφαιρολιθικοί» σχηματισμοί ψαμμιτών στις νεογενές αποθέσεις οι οποίοι δημιουργήθηκαν από την αποσάθρωση. Οι αποθέσεις του Τυρρήνιου Ανωτέρου Πλειστοκαίνου αναπτύσσονται στο νότιο τμήμα, το οποίο βρίσκεται σε ανοδική κίνηση. Αυτό πιστοποιείται από τον σχηματισμό των αλιπέδων στην

παράλια ζώνη, από τη βαθμιαία αποξήρανση των υφάλμυρων λιμνών Αλυκή και Χορταρολίμνη και την ανάπτυξη της έκτασης των θινών (Φραγκόπουλου κ.α., 1964).

Οι ιζηματογενείς αποθέσεις της Λήμνου χωρίζονται στις παρακάτω ενότητες:

Ενότητα Φυσίνη – Σάρδες

Το κατώτερο στρώμα μέχρι 1 m πάχος είναι ηλικίας Μέσο Ηώκαινου και αποτελείται από ψαμμίτες, με πρασινωπούς ιλυόλιθους και σχιστόλιθους. Ένα ακανόνιστο στρώμα από τόφφους με ηλικία κατώτερου Ηώκαινου βρίσκεται πάνω από τους ιλυόλιθους. Στα μεσαία και τα ανώτερα τμήματα της ενότητας βρίσκεται λεπτό στρώμα ψαμμίτη πάνω από στρώμα ιλυώδη άργυλου. Οι στρώσεις πάνω από τους τόφφους έχουν ηλικία Ανώτερου Ολιγόκαινου.

Ενότητα Ηφαιστίας

Η ενότητα Ηφαιστίας αποτελείται από λεπτό στρώμα μέχρι 5 m κοκκινοκίτρινους χοντρόκοκκους ψαμμίτες. Το ανώτερο στρώμα, πιθανότατα ηλικίας Κατώτερου Ολιγοκαίνου – Ανώτερου Μειοκαίνου, το οποίο εξαπλώνεται από το Ρουσοπούλι μέχρι την Μύρινα, αποτελείται από ιλυώδη αργύλους, ιλυόλιθους και μάργες. Η επιφάνεια της ενότητας είναι διαβρωμένη από την ηφαιστειακή δραστηριότητα (Innosenti *et al.*, 2009).

Ενότητα Θέρμης

Το πάχος της ενότητας, με ηλικία Ανώτερο Μειοκαινο είναι 10 m, εμφανίζεται στο δυτικό και νότιοδυτικό τμήμα του νησιού, αποτελείται από κροκαλοπαγή με μάργες πλούσιες σε φυτικά υπολείμματα. Η σχέση της με το ανώτερο στρώμα της ενότητας Ηφαιστίας παρατηρείται δυτικά της Θέρμης. Η ενότητα αυτή δείχνει την αλλαγή μεταξύ του θαλάσσιου και του ηπειρωτικού περιβάλλοντος μετά την παραμόρφωση και τη διάβρωση των ιζηματογενών αποθέσεων και το ξεκίνημα του ηφαιστειακού κύκλου (Innosenti *et al.*, 2009).

Τρεις ενότητες ηφαιστειακών πετρωμάτων αναγνωρίστηκαν στη Λήμνο:

Ενότητα Ρουμανού

Αποτελείται από πυροκλαστικές και ηφαιστειακές αποθέσεις, εμφανίζονται γύρω από τον κόλπο του Μούδρου και φτάνουν το μέγιστο πάχος 160 m στην περιοχή του Ρουμανού. Τα ηφαιστειοκλαστικά κροκαλοπαγή και λατυποπαγή μεγέθους λιθαρριού, εμφανίζονται κοντά

στη βάση και υπερκαλύπτονται από στρώματα πυριτολίθων στα οποία αναγνωρίζονται φυτικά υπολείμματα.

Ενότητα Κατάλλακου

Από το ακρωτήριο του Μούρτζουφλου μέχρι το ακρωτήριο Φακός βρίσκονται τα παλαιότερα ηφαιστειακά πετρώματα. Κυρίως συναντάμε υποηφαιστειακούς σωρούς, φλέβες και κοιτοειδείς φλέβες από πορφυριτικούς τραχυανδεσίτες και δακίτες που περιλαμβάνουν και το μονζονίτη της περιοχής Φακός.

Ενότητα Μύρινας

Είναι η ενότητα με τα νεώτερα ηφαιστειακά πετρώματα. Αποτελείται από δόμους και λατυποπαγή. Τα ηφαιστειακά πετρώματα της ενότητας είναι πορφυριτικά, κυρίως δακίτες με τραχυανδεσίτες. Η ανώτερη ιζηματολογική ακολουθία του Πλειόκαινου αποτελείται από ποτάμιες αποθέσεις, ελαφρά τσιμεντοποιημένους ψαμμίτες και κροκαλοπαγή τα οποία ξαναδουλεύουν τις αποθέσεις της Ηφαιστίας και τα Μειοκαινικά ηφαιστειακά πετρώματα. Απομονωμένες στρώσεις ασβεστικών ψαμμιτών εμφανίζονται στην παράλια περιοχή και στην ενδοχώρα στη Φυσίνη και στην Ατσίκη. Αιολικές αποθέσεις εμφανίζονται σε μορφολογικές κοιλάτητες στο κόλπο του Πουρνιά. Αποθέσεις αποσαθρωμένων ψαμμιτών από άμμο, άργυλο και αλάτι μαζί με άμμο παραλίας εντοπίζονται στην ανατολική περιοχή του νησιού και αντιστοιχούν σε κοιλάτητες περιοδικά γεμάτες με υψηλής αλατότητας υφάλμυρα νερά (Innosenti *et al.*, 2009).

Βάση των μελετών του Μαραβέλη τα ιζήματα που αποτέθηκαν στην Λήμνο κατά τη διάρκεια του ανώτερου Ηωκαίνου - Κατώτερου Ολιγοκαίνου, αποτελούνται από αποθέσεις λοβών, αποθέσεις μεταξύ των λοβών, αποθέσεις καναλιών, αποθέσεις μεταξύ των ρυπιδίων, αποθέσεις κατωφέρειας, αποθέσεις αναχωμάτων και αποθέσεις υφαλοκρηπίδας. Οι αποθέσεις λοβών παρουσιάζονται στα βόρεια και βορειοδυτικά του νησιού, και χαρακτηρίζονται από εναλλαγές ψαμμιτικών και αργυλικών στρωμάτων. Οι αποθέσεις καναλιών εμφανίζονται στο ακρωτήριο Φαλακρό, σε εναλλαγές κροκαλοπαγών, ψαμμιτών και αργύλους δείχνοντας ότι πρόκειται για αποθέσεις καναλιών τόσο διαβρωσιγενούς όσο και αποθετικού χαρακτήρα. Στον Κοντσινά παρατηρείται μετάβαση του περιβάλλοντος απόθεση από αποθέσεις εξωτερικού ριπιδίου σε αποθέσεις εσωτερικού ριπιδίου. Τα ιζήματα στον Όρμος Τηγάνι στην περιοχή Ηφαστίας είναι αποθέσεις βαθιών διαβρωσιγενών καναλιών αλλά

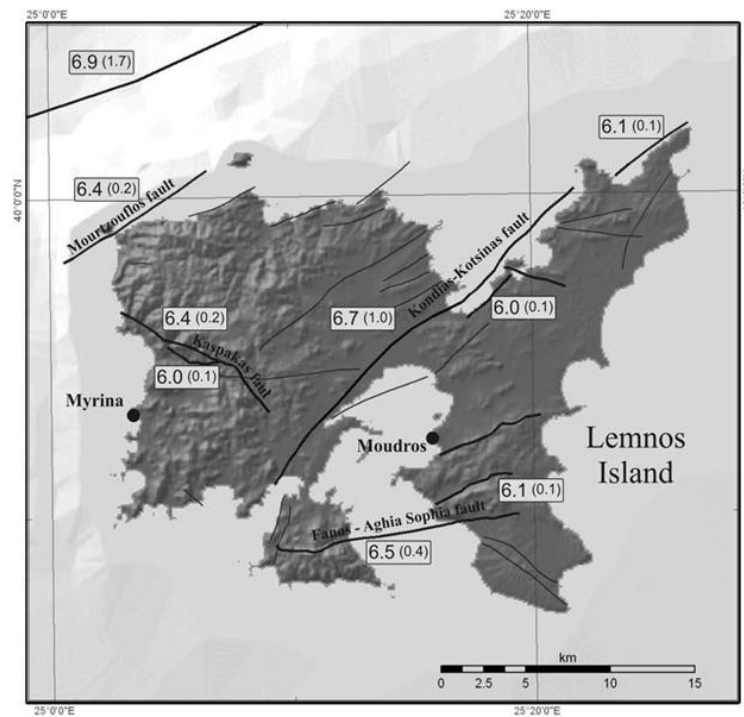
και αποθέσεις αναχωμάτων χαρακτηριστικές των εσωτερικών τμημάτων του υποθαλασσίου ριπιδίου (Maravelis *et al.*, 2007; Maravelis & Zelilidis, 2012).

Ο κύριος όγκος της νήσου Λήμνου αποτελείται από ενδογενή, πυριγενή πετρώματα κυρίως του τριτογενούς, καθώς και σημαντικής εκτάσεως ηφαιστειακά, όπως ρυόλιθους, ρυοδακίτες, δακίτες, ανδεσίτες και τραχίτες. Σύγχρονες τεταρτογενές ολοκαινικές προσχώσεις κοιλάδων (όπως άμμους, αργίλους, χαλίκια και κροκάλες), πεδιάδων και παράκτιες αποθέσεις εμφανίζονται στο κεντρικό και Α-ΒΑ τμήμα της νήσου. Τα ηφαιστειακά πετρώματα του Ανώτερου Μειοκαίνου στη Λήμνο αποτελούνται από τραχιανδεσίτες και δακίτες (Pe-Perper *et al.*, 2009). Τα παραπάνω φαίνονται στο Γεωλογικό χάρτη στο παράρτημα.

3.2.1. Τεκτονική

Η Λήμνος έχει έντονο τεκτονισμό που εκδηλώθηκε μετά την ιζηματογένεση του Ολιγοκαίνου. Αποτελείται από πλέγμα ρηγμάτων διευθύνσεων ΝΑ-ΒΔ, ΝΔ-ΒΑ και Α-Δ, που δημιουργούν ρηξιγενείς ζώνες. Παρατηρούνται αντίκλινα και σύγκλινα μικρών διαστάσεων στο ΒΔ και ΒΑ τμήμα του νησιού (Βέργης, 1986). Τα περισσότερα ρήγματα στη Λήμνο είναι παράλληλα προς την ακτογραμμή με αποτέλεσμα να παίζουν καθοριστικό ρόλο στη διαμόρφωση της περιοχής. Στην περίπτωση του ρήγματος Μούρτζεφλος, αυτό απομονώνει τη σπηλιά του Μούρτζεφλου από την ενδοχώρα, επίσης το ρήγμα Κοτσινάς-Κοντιάς ελέγχει την κλίση και το σχήμα της ακτογραμμής της Λήμνου (Chatzipetros *et al.*, 2013).

Οι επιδράσεις των ρηγμάτων στη γεωμορφολογία της περιοχής φαίνονται από τη διάβρωση των μικρών λεκανών απορροής του νησιού, σε μερικές περιπτώσεις η κατά βάθος διάβρωση συνδέεται και με την άνοδο του εδάφους γύρω από αυτή την περιοχή. Η κατά βάθος διάβρωση δεν είναι εμφανής σε όλο το νησί αλλά μόνο κατά τόπους και αποτελεί ένδειξη τοπικής ανύψωσης. Ένα τέτοιο παράδειγμα είναι εμφανές στο χωριό Ρουσοπούλι από τη δράση του ρήγματος του Μούδρου. Επιπλέον στο ΒΔ τμήμα του νησιού παρατηρείται ανανεωμένο δίκτυο απορροής το οποίο δείχνει την τοπική νεοτεκτονική δράση των ρηγμάτων (Chatzipetros *et al.*, 2013). Τα κυριότερα ενεργά ρήγματα της Λήμνου με τα μεγέθη των σεισμών που έχουν προκαλέσει φαίνονται στην εικόνα 3.2.



Εικόνα 3.2. Ενεργά ρήγματα της Λήμνου, με τα μεγέθη των σεισμών που έχουν προκαλέσει (Pavlidis *et al.*, 2009).

Το κεντρικό και το δυτικό τμήμα του νησιού είναι τεκτονικά ενεργά σχηματίζοντας στενές και αβαθές λεκάνες οι οποίες διακόπτουν το λοφώδες ανάγλυφο. Αυτά τα ρήγματα με κατεύθυνση Α-Δ και μήκους 0,3-7 km, ενεργοποιούν το ρήγμα Αγ. Σοφία. Τα ρήγματα με ΒΑ-ΝΔ προς ΑΝΑ-ΒΔ δημιουργούν διαρρήξεις στα ηφαιστειακά πετρώματα και στις αποθέσεις μολασσικού τύπου. Επικρατούν στην περιοχή ΝΑ του Μούδρου στο ΒΔ τμήμα του νησιού. Τα ρήγματα με διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ επικρατούν το ΒΔ τμήμα του νησιού και στο ΝΑ τμήμα του Κοντιά. Τα ρήγματα ΒΔ-ΝΑ προς ΒΒΔ-ΝΝΑ είναι σπάνια στο νησί, εμφανίζονται στο Ρεπανίδιο και στον Αγ.Ιωάννη (Tranos, 2009). Το ΝΑ τμήμα του νησιού κοντά στο Μούδρο επηρεάζεται από το ρήγμα Φάνος- Αγ.Σοφία με μήκος 15 km, το οποίο έχει τη μικρότερη επικινδυνότητα λόγω της θέσης του και της διεύθυνσης ΔΝΔ-ΑΒΑ που έχει τείνοντας προς τα νότια. Το ρήγμα του Κοντιά-Κοτσινά με μήκος 25 km και με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ διασχίζει το νησί και επηρεάζει την παράκτια ζώνη. Η παράκτια περιοχή της Ηφαιστίας και όλο το ΒΔ τμήμα της Λήμνου επηρεάζεται από το ρήγμα του Κοτσινά-Κοντιά. Στο ΝΔ τμήμα του νησιού βρίσκεται το ρήγμα Μουτζούφλος με μήκος 10 km και παραθαλάσσια ρηγματογενή ζώνη. Το κανονικό ρήγμα του Κάσπακα με μήκος 11 km επηρεάζει το δυτικό τμήμα του νησιού, την πρωτεύουσα του νησιού Μύρινα και το χωρίο Κάσπακα. Το ρήγμα του Μούδρου με μήκος 7 km και ΒΑ-ΝΔ προς ΑΒΑ-ΔΝΔ διεύθυνση χωρίζει τα ηφαιστειακά και ιζηματογενή πετρώματα της ενότητας Ρουμανιού

από την ενότητα της Ηφαιστίας. Στα σημεία που περνά κοντά στην ακτογραμμή του κόλπου του Μούδρου στα δυτικά και του κόλπου του Κέρους στα ανατολικά καλύπτεται απο τεταρτογενή ιζήματα (Pavlides *et al.*, 2009).

Ο λόγος της έντονης σεισμικής δραστηριότητας, είναι η στενή γεωλογική-τεκτονική σχέση της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου, με τη Ρηξιγενή Ζώνη της Βόρειας Ανατολίας. Οποιαδήποτε σεισμική δραστηριότητα της Ρηξιγενούς Ζώνης, επηρεάζει άμεσα ή έμμεσα, τη σεισμικότητα της Τάφρου. Στο χώρο του Βορείου Αιγαίου, τα επίκεντρα των σεισμών κατανέμονται κυρίως στη θαλάσσια περιοχή της Τάφρου, αλλά και στις γειτονικές χερσαίες περιοχές (Paradopoulos and Fokaefs, 2005).

Το βόρειο Αιγαίο αποτελεί ενεργά τεκτονική με έντονη σεισμική δραστηριότητα περιοχή, στην οποία από το 1900 παρατηρείται συνεχής απελευθέρωση ενέργειας. Το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας, η τάφρος του Βορείου Αιγαίου και η τάφρος της Σκύρου σε συνάρτηση με τις κινήσεις των λιθοσφαιρών πλακών, παίζουν καθοριστικό ρόλο στην σεισμοτεκτονική συμπεριφορά της περιοχής του Αιγαίου. Η περιοχή ΒΒΔ της Λήμνου είναι μια μεταβατική περιοχή, μεταξύ της τάφρου του Σάρου και της τάφρου των Σποράδων εμφανίζει διαφοροποιήσεις στην ενεργητικότητά της. Μεταξύ της τάφρου του Βορείου Αιγαίου και της Σκύρου, βάση της διασποράς των επίκεντρων των σεισμών και των μηχανισμών γένεσής τους, υπάρχουν μεγάλες περιοχές με πολύ μικρή σεισμική δραστηριότητα. Συγκεκριμένα δεν παρατηρείται σεισμική δραστηριότητα νότια της τάφρου του Βορείου Αιγαίου, μεταξύ των νησιών Γιούρα, Αγίου Ευστρατίου και Λήμνου καθώς και ανατολικά της Λήμνου μεταξύ των νησιών Ίμβρου και Τενέδου και ανατολικότερα στον Ελλήσποντο μέχρι τον ποταμό Γρανικό (Μπαρακού κ.α., 2001).

Η θαλάσσια περιοχή του Βορείου Αιγαίου χαρακτηρίζεται από εκτεταμένη υφαλοκρηπίδα, η οποία σχηματίζεται από τα ιζήματα που αποθέτουν έξι μεγάλα ποτάμια (Αξιός, Αλιάκμονας, Πηνειός, Στρυμόνας, Νέστος και Έβρος). Στο κεντρικό τμήμα της εντοπίζονται δύο βαθιές θαλάσσιες λεκάνες, βόρεια της Λήμνου (1550 m) και μεταξύ Λήμνου και Άθου («Χαράδρα του Άθου», 1149 m). Ο διαχωρισμός του δυτικού τμήματος της Λεκάνης του Βορείου Αιγαίου (Λεκάνη των Σποράδων) από το ανατολικό τμήμα της (Λεκάνη του Σάρου) περιλαμβάνει τις υπολεκάνες Σάρου (με βάθος 1061 m) και Σποράδες (με βάθος 1470 m) (Lykousis *et al.*, 2002; Poulos, 2009).

Οι λεκάνες του Βορείου Αιγαίου έχουν τεκτονική προέλευση αφού τα ενεργά ρήγματα ελέγχουν την καταβύθισή τους και περιβάλλονται από απόκρημνες κλίσεις (Paranikolaou and Paranikolaou, 2007). Στο Ανώτερο Ολόκαινο, στο Βόρειο Αιγαίο σημειώθηκε καταβύθιση μεταξύ 5.500–8.000 χρόνια πριν από σήμερα (Lykousis *et al.*, 2002).

Το νησί της Λήμνου είναι τεκτονικά πολύ ενεργό, έχει δώσει μερικούς μεγάλους σεισμούς τους τελευταίους αιώνες (πίνακας 3.1.). Στην περιοχή της Λήμνου δύο σεισμοί το 1962 και το 1968 με ένταση 7 της κλίμακας Μερκάλι, προκάλεσαν υποθαλάσσια κύματα βαρύτητας τα οποία όμως δεν επέφεραν καμία ζημία και δεν έγιναν ιδιαίτερα αντιληπτά εκτός από τα άτομα που βρέθηκαν εκείνη τη στιγμή στη θάλασσα (Papadopoulos and Chalkis, 1984). Οι σεισμοί του 330 π.Χ., του 1887 με ένταση μεταξύ 6,6-7 βαθμούς R, ο σεισμός του 1982 με ένταση 7 βαθμούς R με επίκεντρο 50-60 km δυτικά της Λήμνου και ο σεισμός του 1983 με ένταση 6,8 βαθμούς R, ΒΑ του προηγούμενου προκλήθηκαν πιθανότατα από τη δράση στη λεκάνη του Βορείου Αιγαίου. Ο σεισμός του 1983 προκάλεσε αδύναμο υποθαλάσσιο κύμα βαρύτητας (Paranikolaou and Paranikolaou, 2007). Οι Pavlides και Caputo (2004), επισήμαναν ότι ο σεισμός του 330 π.Χ. προκάλεσε καθίζηση του εδάφους σε συνδυασμό με το μεγάλο σεισμό του 1893 από τον οποίο προκλήθηκε πιθανόν η τεκτονική παραμόρφωση των Ολοκαινικών σχηματισμών του νησιού.

Πίνακας 3.1. Καταγραφή σεισμών στην περιοχή της Λήμνου
Πηγές: (Σπυροπούλος, 1997; Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003)

Έτος σεισμού	Χαρακτηριστικά σεισμού
330 π.Χ.	Ισχυρός σεισμός 7R. Καταβύθιση της νήσου Χρύση (πολύ κοντά στη Λήμνο και απέναντι από την Τένεδο).
1859, 1860	Μακρά ακολουθία σεισμών στο Βόρειο Αιγαίο που προκαλεί καταστροφές στα παράλια και στην Ίμβρο. Στη Λήμνο καταστράφηκαν 2 οικίες. Ο μεγάλος σεισμός είχε μέγεθος 6,7R.
1887	(24 Μαΐ.) μέγεθος 6,7R, υλικές ζημιές στη Λήμνο

1967-1968	(19-20 Φεβ. 1968) Σεισμός μεγέθους 7,1R. Συγκλόνισε τη νήσο Αγ. Ευστράτιος. Ζημιές οικιών καταγράφηκαν και στη Λήμνο.
1982	(18 Ιαν. 1982) Σεισμός μεγέθους 6,8~7R, 4km δυτικά της Λήμνου σε θαλάσσια περιοχή. Μικρές ζημιές σε κατοικίες.
1983	(6 Αυγ. 1983) σεισμός 6,7R με επίκεντρο στο θαλάσσιο χώρο της νήσου, στην τάφρο του Βορείου Αιγαίου. Ο σεισμός προκάλεσε μόνον μικρές υλικές ζημιές.

3.3. Αρχαιολογία

Οι αρχαίοι Έλληνες τη Λήμνο τη θεωρούσαν ως το ιερό νησί του Ηφαίστου, του θεού της φωτιάς και της μεταλλουργίας. Εκεί κατά τη μυθολογία κατέφυγε ο θεός Ήφαιστος, όταν ο Δίας τον εκδίωξε από τον Όλυμπο. Η ιστορία της Λήμνου ξεκινά από την προϊστορική αρχαιότητα. Αρχαιολογικές ανασκαφές έχουν φέρει στο φως ευρήματα που δείχνουν την ύπαρξη πρώιμου πολιτισμού στο νησί από την 4^η χιλιετία π.Χ., με συνεχή κατοίκηση από τη Μέση Νεολιθική εποχή (Παξιμαδάς, 1982). Υπάρχει μια άλλη άποψη που θεωρεί ότι η Λήμνος κατοικήθηκε από τα τέλη της παλαιολιθικής και αρχές της νεολιθικής εποχής, περίπου το 6.000 π.Χ (Γεροντούδης και Γεροντούδης, 1990). Σε όλο το νησί έχουν βρεθεί Νεολιθικοί οικισμοί όπως η Ηφαιστία, η Μύρινα, η Αζιά, η Κώμη, το Κουκονήσι κ.α. Η Λήμνος εποίκηθηκε στο πέρασμα των χρόνων από τους Σίντιες, τους Κάρες, τους Κρήτες, τους Μίνυες και τους Πελασγούς (Παξιμαδάς, 1982).

Η θέση του νησιού στο κέντρο του Βορείου Αιγαίου απέναντι από τα Στενά των Δαρδανελίων καθόρισε την ιστορική του πορεία. Η Λήμνος ήταν ένας αξιόλογος σταθμός θαλάσσιου εμπορίου στο Αιγαίο και τη Μαύρη Θάλασσα κατά την 3^η χιλιετία π.Χ. Για άγνωστο, μέχρι σήμερα, λόγο οι κάτοικοι της Λήμνου την είχαν εγκαταλείψει, αναγκαστικά δια θαλάσσης, στα 2.300/2.200 π.Χ. και είχαν μεταφέρει σε άλλη περιοχή, μέρος του υλικού πολιτισμού τους. Κάποια αρχαιολογικά ευρήματα που βρέθηκαν αργότερα στην ανατολική

ηπειρωτική Ελλάδα και στις Κυκλάδες μαρτυρούν ότι πιθανότατα προς τα εκεί είχαν μεταναστεύσει οι κάτοικοι της Λήμνου (McGeehan-Lirintzis, 1988).

Η Λήμνος κατά την εποχή του Χαλκού είχε κοινό πολιτισμό με την Τροία. Κατά την εποχή του Τρωικού πολέμου, τον 12^ο–13^ο αιώνα, στο νησί κατοικούν οι Μινύες με βασιλιά τον Εύηνο και πρωτεύουσα τη Μύρινα. Ο Όμηρος στην Ιλιάδα του αναφέρει πολλές φορές ότι οι Αχαιοί συναλλάσσονταν με τους κατοίκους της Λήμνου της «Αμιχθαλόεσσας». Η Λήμνος όπως και η γειτονική Σαμοθράκη, είναι συνδεδεμένη με τη λατρεία των Καβείρων, των παιδιών του Ηφαίστου.

Η θρησκεία των Λημνίων εστιάζεται στη λατρεία του Ηφαίστου, του θεού της φωτιάς και της μεταλλουργίας, και των Καβείρων που είναι τα παιδιά του Ηφαίστου με τη νύμφη Καβειρώ, και λατρεύονταν ως θεοί της θάλασσας, της γονιμότητας και του αμπελιού. Η ανακάλυψη της φωτιάς από τους πρώτους κατοίκους του νησιού αναβίωνε κάθε χρόνο με την τελετή της Πυρφορίας η οποία περιλάμβανε το σβήσιμο κάθε φωτιάς στο νησί για εννέα ημέρες, μέχρι το πλοίο να φέρει από τη Δήλο την ιερή φλόγα. Σημαντική ήταν και η λατρεία της Μεγάλης Θεάς, ειδώλια και αγαλματίδια της οποίας βρέθηκαν σε όλη τη Λήμνο, καθώς και το ιερό της το οποίο αποκαλύφθηκε στην πόλη της Ηφαιστίας (Αρχοντίδου κ.α., 1998; Αρχοντίδου κ.α., 2004).

Στα κλασσικά χρόνια η Λήμνος κατακτήθηκε από τους Πέρσες (512 π.Χ.) αλλά το 510 π.Χ. περιήλθε στα χέρια των Αθηναίων. Το νησί γνώρισε μια δεύτερη Περσική κατοχή (493-479 π.Χ.) αλλά και πάλι ελευθερώθηκε από τους Αθηναίους. Οι Λήμνιοι συγχωνεύθηκαν με τους τελευταίους και υιοθέτησαν την Βουλή και τις πολιτικές τους δραστηριότητες, την εποχή εκείνη η Λήμνος ονομαζόταν Δίπολις, επειδή άκμαζαν στο νησί δύο μεγάλες πόλεις, η Μύρινα και η Ηφαιστία. Οι Αθηναίοι, που αποίκισαν το νησί το 440 π.Χ., εγκατέστησαν 'κληρούχους', οι οποίοι έζησαν ειρηνικά με τους Λήμνιους σε αυτές τις δύο μεγάλες πόλεις. Έκτοτε η Λήμνος εθεωρείτο Αθηναϊκό έδαφος. Οι στενοί δεσμοί με την Αθήνα διαρκούν μέχρι και το 2^ο μ.Χ. αιώνα. Η Λήμνος στη συνέχεια περνά υπό τον έλεγχο των εκάστοτε κυρίαρχων του Ελλαδικού χώρου: των Μακεδόνων, των Ρωμαίων και των Βυζαντινών. Μετά από μια ήρεμη περίοδο που γνώρισε το νησί με την κατάκτησή του από τους Ρωμαίους (166 π.Χ.), περνάει στους Βυζαντινούς που χρησιμοποιούσαν το νησί σαν ναυπηγείο, όπου έφτιαχναν και διατηρούσαν πλοία για το στόλο τους.

Η Βυζαντινή κυριαρχία διακόπηκε πολλές φορές από τους Σαρακηνούς, τους Ενετούς, και τους Γενουάτες. Οι κάτοικοι της Λήμνου αντιστάθηκαν στις επιθέσεις των Τούρκων, με αποκορύφωμα τη μάχη του Κότσινα και τα ηρωικά κατορθώματα της Μαρούλας το 1475, με αποτέλεσμα να μην κατακτηθούν ποτέ από τους Τούρκους, στους οποίους το νησί τελικά παραχωρήθηκε από τους Βενετούς το 1479. Κατά την περίοδο της Τουρκοκρατίας το νησί περνάει σε παρακμή (Αρχοντίδου κ.α., 1998; Αρχοντίδου κ.α., 2004).

Λόγω της γεωγραφικής της θέσης κοντά στη Μικρά Ασία, στη Θράκη και απέναντι από τα Δαρδανέλια, η Λήμνος ήταν συχνά στο προσκήνιο των διεκδικήσεων, λεηλασιών και καταλήψεων από τον 6^ο έως το 20^ο αιώνα (Τουρπτζόγλου – Στεφανίδου, 1986).

Πολιόχνη

Ο σπουδαιότερος προϊστορικός οικισμός του νησιού είναι η Πολιόχνη, που ιδρύθηκε στο μεταίχμιο της 4^{ης} προς την 3^η χιλιετία π.Χ. και εξελίχθηκε σε οχυρωμένη πολιτεία, την αρχαιότερη ίσως στην Ευρώπη, με αστική δομή και σημαντικό πολιτισμό, με το πρώτο Δημοκρατικό βουλευτήριο. Η Πολιόχνη αποκαλύφθηκε το καλοκαίρι του 1930, μετά από έρευνες που έγιναν στο χώρο από την Ιταλική Αρχαιολογική Σχολή Αθηνών. Οι ανασκαφές έγιναν σε δύο περιόδους, η πρώτη διήρκεσε από το 1930 έως το 1936 και η δεύτερη από το 1951 έως το 1956. Εργασίες συντήρησης και καθαρισμού έγιναν από το 1986 έως το 1995. Από τις ανασκαφές αναδείχτηκαν πολύ σημαντικά ευρήματα. Πρόκειται για μεγάλο μέρος ενός πολυδύναμου και πρωτοαστικού οικισμού της Πρώιμης Εποχής του Χαλκού, με πολλές φάσεις αρχιτεκτονικής και πολιτιστικής ανάπτυξης που καλύπτουν ολόκληρη τη 3^η χιλιετία π.Χ., και τη σποραδική χρήση του κατά την 2^η χιλιετία π.Χ. (Αρχοντίδου κ.α., 1998). Η Πολιόχνη θεωρείται ο πρώτος συγκροτημένος και ο αρχαιότερος προϊστορικός οικισμός της Ευρώπης. Με σιταποθήκες και τον πρώτο χώρο συνάθροισης και διαβούλευσης (Doutas, 1997). Η ζωή στην Πολιόχνη όμως ξεκίνησε πολύ νωρίτερα, το 4500 π.Χ. μια ομάδα ανθρώπων από τις ακτές της Μικράς Ασίας εγκαταστάθηκε στην Πολιόχνη στην κοιλάδα του ποταμού Αυλάκι (Tine and Traverso, 2001).

Η Πολιόχνη καταλαμβάνει χώρο 40 στρεμμάτων, βρίσκεται στο ανατολικό τμήμα του νησιού, πάνω σε ύψωμα, στον όρμο του Βρόσκοπου κοντά στο χωριό Καμίνια. Οι φάσεις οικοδόμησης του προϊστορικού αυτού οικισμού καλύπτουν χωρίς διακοπή όλη την 3^η χιλιετία π.Χ., ενώ τα ευρήματα της δείχνουν ότι η πόλη εγκαταλείφθηκε για μεγάλο χρονικό διάστημα και επαναδραστηριοποιήθηκε κατά τη 2^η χιλιετία π.Χ. (Αρχοντίδου κ.α., 1998).

Η Πολιόχνη βρίσκεται απέναντι από την Τροία και σε απόσταση 35 ναυτικών μιλίων. Κατοικήθηκε πολύ νωρίτερα από την περίοδο δημιουργίας της Τροίας, το 3100-3000 π.Χ. Υπήρχε πολύ στενή σχέση μεταξύ των πολιτισμών των παράκτιων περιοχών της Μικράς Ασίας (Τροία) με τα μεγάλα νησιά του Ανατολικού Αιγαίου (Χίος, Λέσβος, Λήμνος), για το λόγο αυτό ο Korfmann (Tine and Traverso, 2001) ονόμασε τον πολιτισμό αυτό Πολιτισμό της Θαλάσσιας Τροίας (Maritime Troia Culture). Ο πολιτισμός αυτός εξαπλώθηκε πέρα από τα Δαρδανέλια μέχρι τη θάλασσα του Μαρμαρά (Benvenuti, 1993; Traverso, 1997; Sotirakopoulou, 2008).

Η Πολιόχνη δεν είναι μόνο αρχαιότερη αλλά και μεγαλύτερη από την Τροία. Από τα ευρήματα της Πολιόχνης φαίνεται ότι γινόταν επιτόπια επεξεργασία του χαλκού και του μπρούτζου. Οι έμπειροι τεχνίτες της γνώριζαν την επεξεργασία του μετάλλου του χαλκού από την 3^η χιλιετία π.Χ. Το υλικό θεωρείται ότι το προμηθευόταν από το Αφγανιστάν, καθώς δεν συγγενεύει σε σύσταση με αυτό της ηπειρωτικής Ελλάδας και των Βαλκανίων. Από την Νεολιθική εποχή είχαν καταφέρει να ταξιδέψουν στη Μαύρη θάλασσα για να προμηθευτούν τα υλικά τους. Αυτό έκανε την Πολιόχνη εκτός από πρώτο αστικό κέντρο και το πρώτο εμπορικό λιμάνι της Ευρώπης (Branigan, 1974; Ντούμας, 1991; Benvenuti, 1993).

Οι κάτοικοι της Πολιόχνης την εγκατέλειψαν το 2200-2300 π.Χ., στα τέλη της πρωτοελληνιστικής περιόδου, όπως και άλλα αστικά κέντρα των νησιών του Βορείου Αιγαίου, για άγνωστους μέχρι στιγμής λόγους. Μετανάστευσαν στην ηπειρωτική Ελλάδα και στις Κυκλάδες όπως μαρτυρούν τα αρχαιολογικά ευρήματα (Doumas, 1997). Βάση της άποψης του Tine & Traverso (2001) η Πολιόχνη εγκαταλείφθηκε την 3^η χιλιετία π.Χ. γιατί καταστράφηκε από σεισμό. Την 2^η χιλιετία π.Χ. κατοικήθηκε ξανά και αποτέλεσε ορμητήριο για τους ταξιδιώτες του Ελλήσποντου. Τότε ήταν ένα μικρό χωριό το οποίο ήταν οχυρωμένο με τοίχο όχι για αμυντικούς λόγους αλλά λόγω της κατολίσθησης του υπεδάφους της (Tine and Traverso, 2001). Το 1500 π.Χ η Πολιόχνη πιθανότατα καταστράφηκε από ισχυρούς σεισμούς (Γεροντούδης και Γεροντούδης, 1990).

Ηφαιστία

Η αρχαία Ηφαιστία κτισμένη στην περιοχή βόρεια του κόλπου Πουρνιά, στη χερσόνησο της Παλαιόπολης (εικόνα 3.3.), αποτελούσε κατά τους ιστορικούς χρόνους τη δεύτερη σημαντικότερη πόλη της Λήμνου μετά τη Μύρινα. Η Ηφαιστία βάση της μυθολογίας πήρε το όνομά της από τον θεό Ήφαιστο, η πτώση του οποίου από τον Όλυμπο τον έφερε στο

ψηλότερο βουνό της Λήμνου, το τελευταίο ενεργό ηφαίστειο, το Μόσχυλο, που βρίσκεται κοντά στην πόλη (Αρχοντίδου κ.α., 1998).

Οι ανασκαφές που έγιναν από το 1927 έως το 1983 από την Ιταλική Αρχαιολογική Σχολή και την αρμόδια Εφορεία Προϊστορικών και Κλασικών Αρχαιοτήτων, έφεραν στο φως αρχαιότητες, που τεκμηριώνουν τη συνεχή κατοίκηση στην περιοχή από την Ύστερη Εποχή του Χαλκού μέχρι και τους Βυζαντινούς χρόνους (1000 π.Χ.-1200 μ.Χ.). Στην Ηφαιστία, καθώς και στην Πολιόχνη και το Κουκονήσι, βρέθηκαν μυκηναϊκά ευρήματα (Bench, 1994).

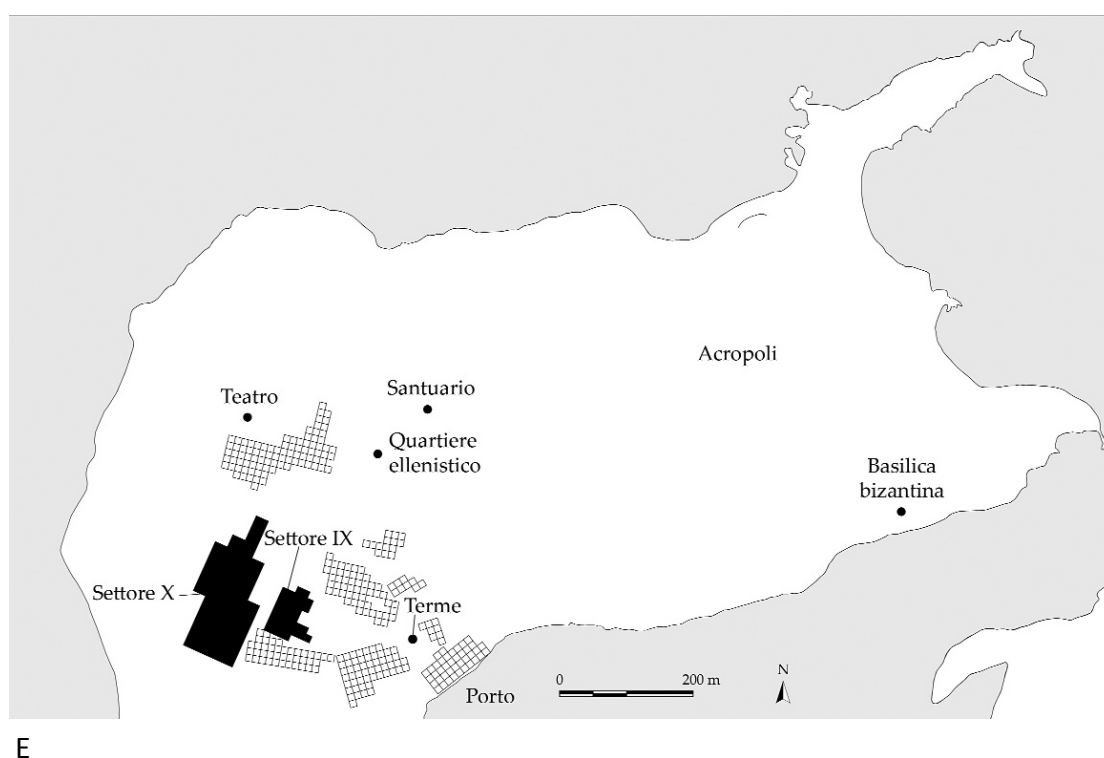


Εικόνα 3.3. Πανοραμική θέα της χερσονήσου Παλαιόπολης

Τα πήλινα σκεύη τα οποία βρέθηκαν από τις ανασκαφές της Ιταλικής Αρχαιολογικής σχολής, κατά την περίοδο 2003-2007 στην Ηφαιστία, είναι σημαντικά, για να καταλάβουμε την ιστορία του νησιού κατά την εποχή του Σιδήρου. Χρονολογικά τα ευρήματα αυτά τοποθετούνται στα τέλη του 11^{ου} π.Χ. αιώνα μέχρι τις αρχές του 7^{ου} π.Χ. αιώνα. Παρουσιάζουν τη μετάβαση από την Ύστερη εποχή του χαλκού μέχρι την πρώιμη εποχή του Σιδήρου. Έχουν επιδράσεις από τη Μακεδονία, το νότιο Αιγαίο και τη μικρά Ασία (Danile, 2008).

Οι αρχαιολογικές ανασκαφές μπόρεσαν να αποκαλύψουν μεταξύ άλλων, το ιερό της Μεγάλης θεάς, νεκροπόλεις, λουτρά, ένα μεγάλο οίκημα, πιθανότατα ανάκτορο, και το ελληνιστικό-ρωμαϊκό θέατρο. Η αποκάλυψη ενός νεκροταφείου, που χρονολογείται από τα μέσα του 8^{ου} έως τον 5^ο π.Χ. αιώνα, και ενός σημαντικού ιερού, παρέχουν σημαντικά στοιχεία για την πόλη των αρχαϊκών χρόνων (Εικόνα 3.4.). Το ιερό ταυτίστηκε με το ιερό της Μεγάλης Θεάς και είναι κτισμένο στις δυτικές πλαγιές της χερσονήσου εντός της πόλης. Ήταν σε χρήση από τα μέσα του 8^{ου} π.Χ. αιώνα μέχρι το τέλος του 6^{ου} π.Χ. αιώνα, οπότε και καταστράφηκε βίαια. Το ιερό καταστράφηκε από πυρκαγιά σε ένα από τα πολεμικά γεγονότα, το 512 π.Χ. από τον Πέρση Οτάνη ή το 499 π.Χ. από τον Αθηναίο στρατηγό Μιλτιάδη. Βάσει των τελευταίων

ερευνών των αρχαιολόγων από τη χρονολόγηση που έγινε σε τοίχο μιας οικίας του οικοδομήματος, ο οποίος ήταν φτιαγμένος από ψαμμίτη, βρέθηκαν όστρακα, η χρονολόγηση των οποίων έδειξε ηλικία στα τέλη του 8^{ου} αιώνα π.Χ. Ένα από τα ευρήματα των τελευταίων ανασκαφών είναι μία οικία με κίονες πρώιμης βυζαντινής εποχής (εικόνα 3.5.). Κατά την κλασική εποχή, η Λήμνος καθώς και η Ηφαιστία ήταν υπό αθηναϊκή κληρουχία, αυτή η σχέση αποδεικνύεται από την ύπαρξη του ιερού του Ηφαίστου, στην Αρχαία Αγορά στην Αθήνα, με το οποίο τιμάται η πόλη της Ηφαιστίας (Αρχοντίδου κ.α., 1998; Bench, 1994).



Εικόνα 3.4. Χάρτης με τα αρχαιολογικά ευρήματα της Ηφαιστίας 2005
(Greco *et al.*, 2008)

Στα νοτιανατολικά της πόλης κοντά στη θάλασσα, αποκαλύφθηκαν λουτρικές εγκαταστάσεις, παλαιοχριστιανική βασιλική και κατάλοιπα κατοικιών των ελληνιστικών χρόνων. Στην ανατολική ακτή της Ηφαιστίας υπήρχε λιμάνι. Σήμερα είναι ρηχή λιμνοθάλασσα. Διακρίνονται ίχνη τεχνητού λιμανιού στη δυτική πλευρά στην ανοιχτή θάλασσα (Greco *et al.*, 2008).

Σώζονται επίσης τα λείψανα του θεάτρου της Ηφαιστίας (εικόνα 3.6.) που χρονολογείται στις αρχές της ελληνιστικής περιόδου 4^ο ή 5^ο π.Χ. αιώνα. Αργότερα υπέστη δύο ρωμαϊκές μετατροπές. Από τα ορατά μνημεία του αρχαιολογικού χώρου, σημαντικοί είναι και

δύο κεραμικοί κλίβανοι εργαστηρίου των Ελληνιστικών χρόνων (2^{ος}-1^{ος} π.Χ. αιώνας), που αποκαλύφθηκαν πλησίον του λατρευτικού οικήματος (Αρχοντίδου κ.α., 2004).

Στο χώρο της Ηφαιστίας υπάρχουν λείψανα ενός σημαντικού εργαστηρίου κεραμικής των Ελληνιστικών Χρόνων. Αντίστοιχα εργαστήρια έχουν εντοπιστεί στη Μύρινα, έξω από τα τείχη κοντά στην Ελληνιστική και Ρωμαϊκή νεκρόπολη (Αρχοντίδου κ.α., 1998)



Εικόνα 3.5. Οικία με κίονες πρώιμης βυζαντινής εποχής

Στα μεταχριστιανικά χρόνια άρχισε η παρακμή της πόλης, για να καταλήξει σε πλήρη εγκατάλειψη τον 12^ο αιώνα μ.Χ.. Η παρακμή της, πιθανότατα οφείλεται στην αχρήστευση του λιμανιού από τις προσχώσεις, στην ανασφάλεια που δημιουργούσαν στους κατοίκους οι πειρατές, καθώς και στη διάδοση του χριστιανισμού, που είχε ως αποτέλεσμα τη μετακόμιση του πληθυσμού στο χριστιανικό χωριό Κότσина (Αρχοντίδου κ.α., 2004). Η Ηφαιστία καταστράφηκε από τους Τούρκους το 1394 και από τότε δεν ξαναχτίστηκε (Γεροντούδης και Γεροντούδης, 1990).



Εικόνα 3.6. Αρχαίο θέατρο της Ηφαιστίας, ελληνιστικών χρόνων με ρωμαϊκές μετατροπές.

Καβείρια

Σύμφωνα με τη μυθολογία, 'Κάβειροι' ήταν οι τρεις γιοι και οι τρεις θυγατέρες του Ηφαίστου και της νύμφης Καβειρώς και λατρεύονταν στη Λήμνο ως θεότητες. Η λατρεία τους ήταν έντονα μυστηριακή και περιελάμβανε τις τελετές που έμειναν γνωστές ως 'Καβείρια Μυστήρια' και είχαν σχέση με την αναγέννηση της φύσης και τη γονιμότητα (Bench, 1994; Αρχοντίδου κ.α., 2004).

Οι ανασκαφές της Ιταλικής Αρχαιολογικής Σχολής Αθηνών, μεταξύ των ετών 1937–1991, έφεραν στο φως τον ιερό χώρο των Καβείρων, ο οποίος γνώρισε μακρά περίοδο ζωής από τον 8^ο π.Χ. αιώνα, έως και την ύστερη αρχαιότητα. Τα κτήρια του Ιερού είναι κτισμένα πάνω σε δυο μικρά πλατώματα διαμορφωμένα στην πλαγιά του χαμηλού λόφου, που κατεβαίνει απότομα στη θάλασσα σχηματίζοντας το ακρωτήριο Χλόη. Το βόρειο πλάτωμα, καταλαμβάνεται από το χώρο τελετών των ελληνιστικών χρόνων. Πρόκειται για ένα πρόστυλο κτήριο με δώδεκα δωρικούς κίονες (εικόνα 3.7.). Το τελεστήριο που χρονολογείται γύρω στο

200 π.Χ. λεηλατήθηκε και κάηκε κατά τους ρωμαϊκούς χρόνους (2^ο και 3^ο αιώνα μ.Χ), όταν η περιοχή εγκαταλείφθηκε και λειτούργησε ως λατομείο για την οικοδόμηση μεταγενέστερων κτιρίων. Στο νότιο πλάτωμα, κάτω από το υστερορωμαϊκό τελεστήριο, αποκαλύφθηκε αυτό των αρχαϊκών χρόνων. Η μορφή του κτιρίου και τα ευρήματα εδραιώνουν την άποψη ότι αυτή είναι η αρχαιότερη φάση του τελεστηρίου, που οικοδομήθηκε πιθανότατα στις αρχές του 7^{ου} αιώνα π.Χ. και καταστράφηκε πιθανότατα από σεισμό, το δεύτερο μισό του ίδιου αιώνα. Το υστερορωμαϊκό τελεστήριο αποτελούσε μία αίθουσα, χωρισμένη σε τρία μέρη από δύο σειρές των πέντε κιόνων. Τα ερείπιά του αντιπροσωπεύουν την τελευταία περίοδο ύπαρξης του ιερού λατρείας των Καβείρων. Η καταστροφή του ιερού έγινε στα τέλη του 3^{ου} ή στις αρχές του 4^{ου} αιώνα π.Χ. και οφείλεται πιθανότατα στην καταστροφική μανία των πρωτοχριστιανών (Bench, 1994; Αρχοντίδου κ.α., 2004).

Στο επίπεδο της θάλασσας, κάτω από το χώρο του ιερού των Καβείρων, υπάρχει μία σπηλιά, στην οποία θεωρείται ότι άφησαν το Φιλοκτήτη στο δρόμο για την Τροία οι σύντροφοι του, γιατί τον είχε δαγκώσει φίδι, και θεραπεύτηκε με τη «Λημναία Γη» (Αρχοντίδου κ.α., 2004).



Εικόνα 3.7. Ιερό των Καβείρων, ελληνιστικών χρόνων.

Άλλοι σημαντικοί οικισμοί

Ο Κότσινας ή Κότζινος, αναφέρεται ως πρωτεύουσα του νησιού τα ύστερα Βυζαντινά χρόνια και πιστεύεται ότι η ανάπτυξη του συνετέλεσε στην παρακμή της Ηφαιστίας. Οχυρώθηκε με κάστρο μάλλον από τους Βενετούς, ελάχιστα ίχνη του οποίου διασώζονται μέχρι σήμερα. Το κάστρο του χτίστηκε τον 11^ο αιώνα μ.Χ. και διατηρήθηκε σε ακμή μέχρι τον 17^ο αιώνα μ.Χ. Αποτελούσε σημαντικό μεσαιωνικό κάστρο και εμπορικό λιμάνι, με συναλλαγές με την Κωνσταντινούπολη. Σήμερα μερικά τμήματα του φρουρίου βρίσκονται μέσα στη θάλασσα (Αρχοντίδου κ.α., 2004).

Νοτιοανατολικά από τον Κοτσινά, βρίσκεται ο όρμος Κέρος, κοντά στο χωριό Καλλιόπη, μεταξύ της Λίμνης Αλυκής και της Χορταρολίμνης. Για τον όρμο ο Φλάβιος Φιλόστρατος γράφει στο έργο του «Βίοι σοφιστών» ότι ονομαζόταν Κέρας και ήταν ένα από τα λιμάνια της Λήμνου κατά τα ρωμαϊκά χρόνια (Αρχοντίδου κ.α., 2004).

Σημαντικοί είναι και οι οικισμοί της Μύρινας και το Κουκονήσι. Ο προϊστορικός οικισμός της Μύρινας τοποθετείται στη χαλκολιθική εποχή. Παρατηρείται ότι την εποχή που ο οικισμός της Πολιόχνης ήταν σε ακμή ο οικισμός της Μύρινας βρισκόταν σε παρακμή. Οι αιτίες της μετακίνησης του κέντρου από τη δυτική στην ανατολική ακτή δεν έχουν βρεθεί ακόμη. Από την πρώτη δεκαετία του 8^{ου} αιώνα π.Χ., στη Μύρινα λειτουργούσαν ιερά μέσα και έξω από τα τείχη της, καθώς και υπήρχε εργαστήριο κεραμικής και κηροπλαστικής (Αρχοντίδου κ.α., 2004). Η Μύρινα, μια πόλη κλασικής εποχής, υπήρξε οικισμός με συνεχή κατοίκηση από το 750 π.Χ. μέχρι το 640 μ.Χ. (Fredrich, 1906).

Το Κουκονήσι, είναι μια νησίδα η οποία ενώνεται με την ακτογραμμή με μια στενή λωρίδα γης, βρίσκεται στο κόλπο του Μούδρου, το ασφαλέστερο λιμάνι του Αιγαίου. Λόγω της εύφορης πεδιάδας του Μούδρου, είχε αυξημένη γεωργοκτηνοτροφική παραγωγή και ήταν κομβικό σημείο για το θαλάσσιο εμπόριο στην Τρωάδα και τα στενά των Δαρδανελίων. Κατά τους προϊστορικούς χρόνους η νησίδα αυτή ήταν ενωμένη με το κόλπο. Έζησε την άνθηση του κατά την Πρώιμη και Μέση Χαλκοκρατία, καθώς βρέθηκε στην ακμή του από 2050 π.Χ. έως το 1900 π.Χ. (Μοσχίδου, 1907; Καψιδέλης και Κομνηνός, 1982; Γεροντούδης και Γεροντούδης, 1990).

Στην περιοχή της Πλάκας, σώζονται ερείπια μεσαιωνικού φρουρίου του Κάστρου της Πλάκας γνωστό ως Παλαιόκαστρο. Σε απόσταση 1km από το κάστρο, μέσα στη θάλασσα σε

βάθος 8–10m έχουν εντοπιστεί τα ερείπια της αρχαίας Χρυσής, με περίμετρο 800m. Τα τείχη της μοιάζουν με αυτά της γειτονικής Πολιόχνης (Γεροντούδης και Γεροντούδης, 1990). Σήμερα στη θέση αυτή υπάρχουν ύφαλοι, οι λεγόμενοι Μύθονες (Καψιδέλης και Κομνηνός, 1982).

3.3.1. Αρχαία λιμάνια της Λήμνου

Η θέση της Λήμνου στο Αιγαίο, μεταξύ του Ελλησπόντου και των παράλιων της Τροίας, με οικισμούς ακμαίους από τα προϊστορικά χρόνια όπως η Πολιόχνη, η Μύρινα, η Ηφαιστία, και τα ενάλια ευρήματά τους, μαρτυρούν τη σημασία της θάλασσας για την ανάπτυξή της. Οι Λήμνιοι ασχολήθηκαν με τη ναυσιπλοΐα για να προμηθευτούν πρώτες ύλες από τα παράλια της Μικράς Ασίας (Αρχοντίδου-Αργύρη και Κοκκονοφόρου, 2004).

Η σημασία του Βόρειου Αιγαίου ως ναυτικός διάδρομος με τη Μαύρη θάλασσα και μεταξύ των νησιών της Λήμνου, Σαμοθράκης και Ίμβρου φαίνεται από τα αρχαιολογικά ευρήματα. Οι Καβείριοι προστάτες των ναυτικών αποτελούσαν αντικείμενο λατρείας στη Σαμοθράκη και στην απέναντι βόρεια ακτή της Λήμνου, περίπου κατά το τέλος του 8^{ου} αιώνα π.Χ.. Επίσης και η μυθολογία δίνει πολλές αποδείξεις για το ναυτικό κόσμο εκείνη την εποχή, π.χ. το ταξίδι των Αργοναυτών από τη Θεσσαλία για τη Μαύρη θάλασσα (Marangou and Della Casa, 2009) .

Σε διάφορες θέσεις στο νησί έχουν βρεθεί ενάλια λιμενικά έργα (εικόνα 3.8.). Τα αρχαία λιμενικά έργα του Αγίου Σωτήρα, της Ηφαιστίας και της Νεφτίνας έχουν καταγραφεί ως ενάλιοι αρχαιολογικοί χώροι. Όλα έχουν χρονολογηθεί στην περίοδο παρουσίας των Περσών στη Λήμνο, 512-479π.Χ. (Αρχοντίδου-Αργύρη και Κοκκονοφόρου, 2004).

Στο βόρειο τμήμα του όρμου της Νεφτίνας, σώζεται επιμήκης κυρτός λιμενοβραχίονας στην επιφάνεια της θάλασσας. Το μεγαλύτερο μέρος της λιμενολεκάνης σήμερα έχει καλυφθεί από τις προσχώσεις των χειμάρρων. Το λιμάνι αυτό, είναι πιθανό να κατασκευάστηκε για την εξυπηρέτηση του θρησκευτικού χώρου των Καβείρων, διότι βρίσκεται σε απόσταση μόλις 1km από αυτόν (Αγαλοπούλου και Καλλιοντζής, 1988).

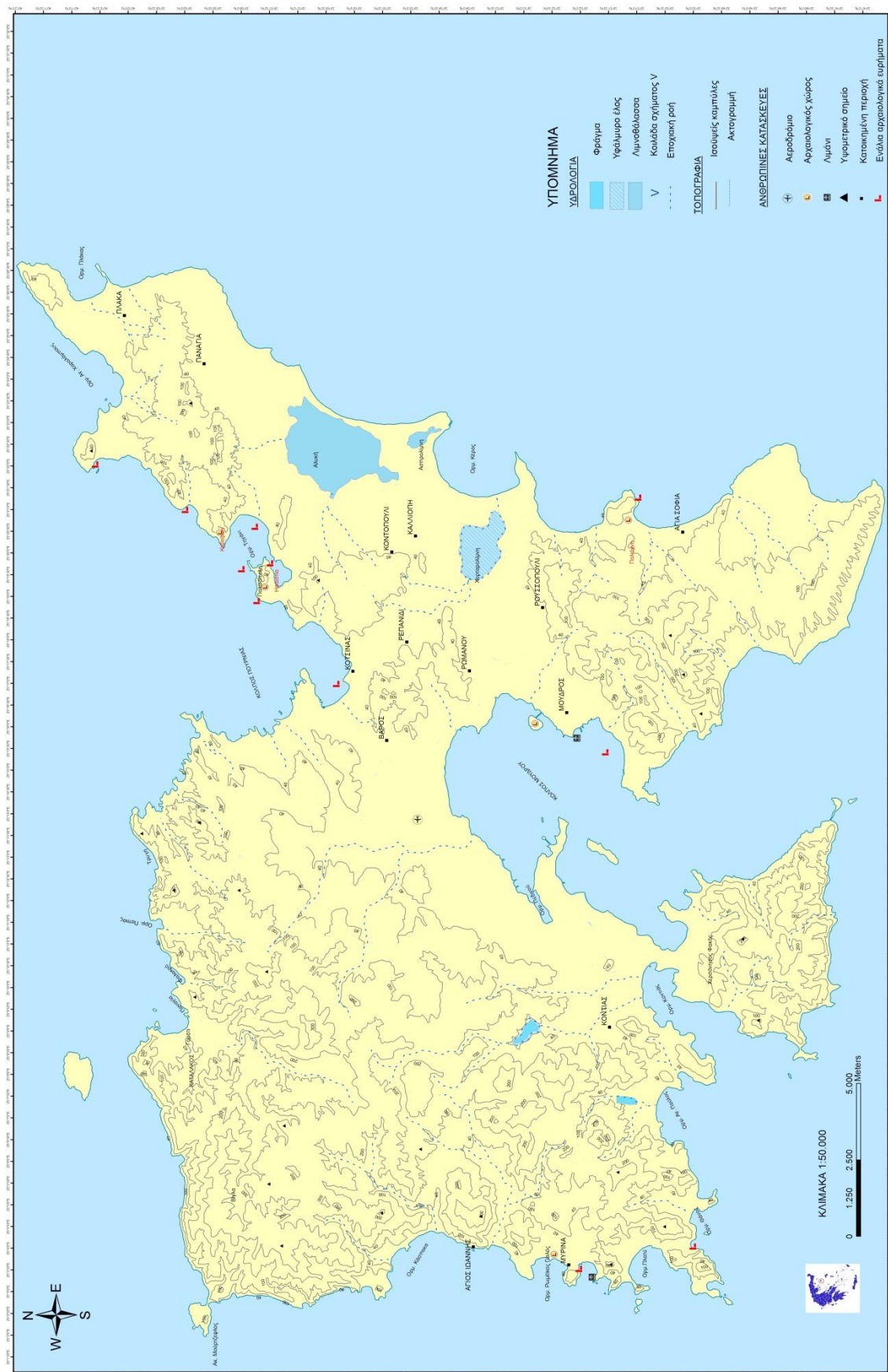
Στη βορειοδυτική πλευρά της χερσονήσου Παλαιόπολης, όπου αναπτύχθηκε η πόλη της Ηφαιστίας, σώζονται τα κατάλοιπα λιμενολεκάνης. Για την κατασκευή του έχουν

χρησιμοποιηθεί φυσικοί ογκόλιθοι, όπως και στα άλλα έργα, μικρότερου όμως μεγέθους (Αγαλοπούλου και Καλλιοντζής, 1988).

Ο βαθύς όρμος Τηγάνι στα ανατολικά της χερσονήσου πιθανότατα θα χρησιμοποιήθηκε ως λιμάνι, το οποίο θα λειτουργούσε εναλλακτικά με το λιμάνι της ΒΔ πλευράς ανάλογα με τις καιρικές συνθήκες που επικρατούσαν. Δεν έχουν βρεθεί όμως ευρήματα στη θέση αυτή λόγω της αλλαγής της ακτογραμμής από τις προσχώσεις των χειμάρρων. Ο όρμος προσβάλλεται από τους βορειοανατολικούς ανέμους, ενώ το λιμάνι στα δυτικά είναι απρόσβλητο, καθώς και από την είσοδο στα νότια δεν υπάρχει μεγάλο ανάπτυγμα πελάγους ώστε να δημιουργηθεί έντονος κυματισμός (Αγαλοπούλου και Καλλιοντζής, 1988)

Οι περιηγητές που είχαν επισκεφτεί τη Λήμνο καταγράφουν στα κείμενα τους ύπαρξη λιμανιών. Κατά τον Christoforo Buondelmonti (Τουρπτζόγλου – Στεφανίδου, 1986) τα λιμάνια και οι κόλποι της Λήμνου ήταν γνωστοί από τον 7^ο αιώνα μέχρι τον 11^ο αιώνα από τους Βυζαντινούς καθώς τα χρησιμοποίησαν ως ναυτικές βάσεις και ναυπηγεία.

Βάση των περιγραφών του Piri Reis (Τουρπτζόγλου – Στεφανίδου, 1986) στο ανατολικό τμήμα του κόλπου Πουρνιά, υπάρχει το ακρωτήριο Εκατοκεφαλές το οποίο ήταν κατάλληλο για αγκυροβόλιο για μεγάλα πλοία. Στα νότια, το μικρό λιμανάκι (Ταλιάνι) δίπλα στην αρχαία Ηφαιστία, σημειώνεται στο χάρτη ως αβαθές λιμάνι και συνδέει την εγκατάλειψη της Ηφαιστίας με την αχρήστευσή του. Ο Pierre Belon (Τουρπτζόγλου – Στεφανίδου, 1986) σημειώνει ότι η Ηφαιστία εγκαταλείφθηκε λόγω της αχρήστευσης του λιμανιού της από προσχώσεις άμμου, από την έλλειψη νερού στην περιοχή καθώς και της μικρής οχύρωσης που την έκανε ευάλωτη στις επιθέσεις των πειρατών. Ο Henry Fanshawe Tozel (Τουρπτζόγλου – Στεφανίδου, 1986) παρατήρησε ότι η παλιά πόλη Παλαιόπολη, κατοικήθηκε μέχρι τα βυζαντινά χρόνια διότι βρέθηκαν μάρμαρα διακοσμημένα με σταυρό, την τοποθετεί στον όρμο Δαλιάνη, ο οποίος έχει γεμίσει με άμμο και πιθανότατα να ήταν λιμάνι. Στο ακρωτήριο βρήκε υπολείμματα από κολώνες, ερείπια οικισμών, κεραμικά κ.λπ. Ο Vincenzo Maria Coronelli (Τουρπτζόγλου – Στεφανίδου, 1986) αναφέρεται στο ακρωτήριο Εκατοκεφαλές και στο ομώνυμο λιμάνι όπου υπάρχουν ερείπια μίας πόλης που ονομάζεται Παλαιόπολη (εικόνα 3.9.).



Εικόνα 3.8. Χάρτης με τις θέσεις αρχαίων ενάλιων υπολειμμάτων στη Λήμνο

Ο Alexander Conze (Τουρπτζόγλου – Στεφανίδου, 1986) στο χάρτη του σημειώνει το ακρωτήριο Εκατοκεφαλές και γράφει για την πρόσχωση της παραλίας της Ηφαιστία με άμμο και για μία λωρίδα από πέτρες αρχαίου λιμενοβραχίονα.

Η Ηφαιστία είχε δυο λιμάνια, το ένα μέσα στη ρηχή λιμνοθάλασσα και το άλλο στη δυτική πλευρά της χερσονήσου Παλαιόπολης, όπου σήμερα διακρίνονται ίχνη τεχνητού λιμανιού (Καψιδέλης και Κομνηνός, 1982). Δυτικά του ναού του Αγ. Ιωάννη στην Ηφαιστία είναι το ασφαλέστερο λιμάνι του ΒΑ Αιγαίου. Το δεύτερο λιμάνι της λειτούργησε μέχρι τη σταδιακή εξαφάνισή του λόγω των προσχώσεων από το υλικό των χειμάρρων (Σουχαλέρος, 2004).



Εικόνα 3.9. Χάρτης Β. Αιγαίου από το Isolario του Vincenzo Maria Coronelli 1696 (Τουρπτζόγλου – Στεφανίδου, 1986).

Υπήρχαν τρία μεγάλα λιμάνια στη Λήμνο, τα οποία γέμισαν με άμμο. Πρώτα αχρηστεύτηκε το λιμάνι της Ηφαιστίας και λειτουργούσαν τα λιμάνια του Κοτζινά και το βόρειο της Μύρινας. Αργότερα γέμισαν με άμμο και αυτά, βάσει της καταγραφής του Thomasa Porcacchi (Τουρπτζόγλου – Στεφανίδου 1986).

Τα λιμάνια της Ηφαιστίας, του Αγ. Σωτήρα και της Νεφτίνας σήμερα είτε είναι βυθισμένα, είτε είναι καλυμμένα από ιζήματα. Επίσης πιθανότατα να υπήρχε λιμάνι στον όρμο του Μούδρου. Λιμάνια έχουν καταγραφεί και στην Πολιόχνη, στη θέση Βορόσκοπος και στον Κόκκινο, στον κόλπο του Πουρνία (De Graauw, 2014). Τα αρχαία λιμάνια σε όλη τη Μεσόγειο ήταν κατασκευασμένα σε προστατευμένους κόλπους, κοντά σε σπήλαια ή σε χερσονήσους, σε λιμνοθάλασσες, στις εκβολές των ποταμών, όπου οι μικροί κυματοθραύστες προσέφεραν προστασία στον ήδη προστατευμένο χώρο. Τα λιμάνια ήταν κοντά στην πόλη, είχαν φάρους ή ανεμόμυλους, μερικά είχαν και τοίχους οχύρωσης (Franco, 1996).

4. Αποτελέσματα

4.1. Γεωμορφολογία

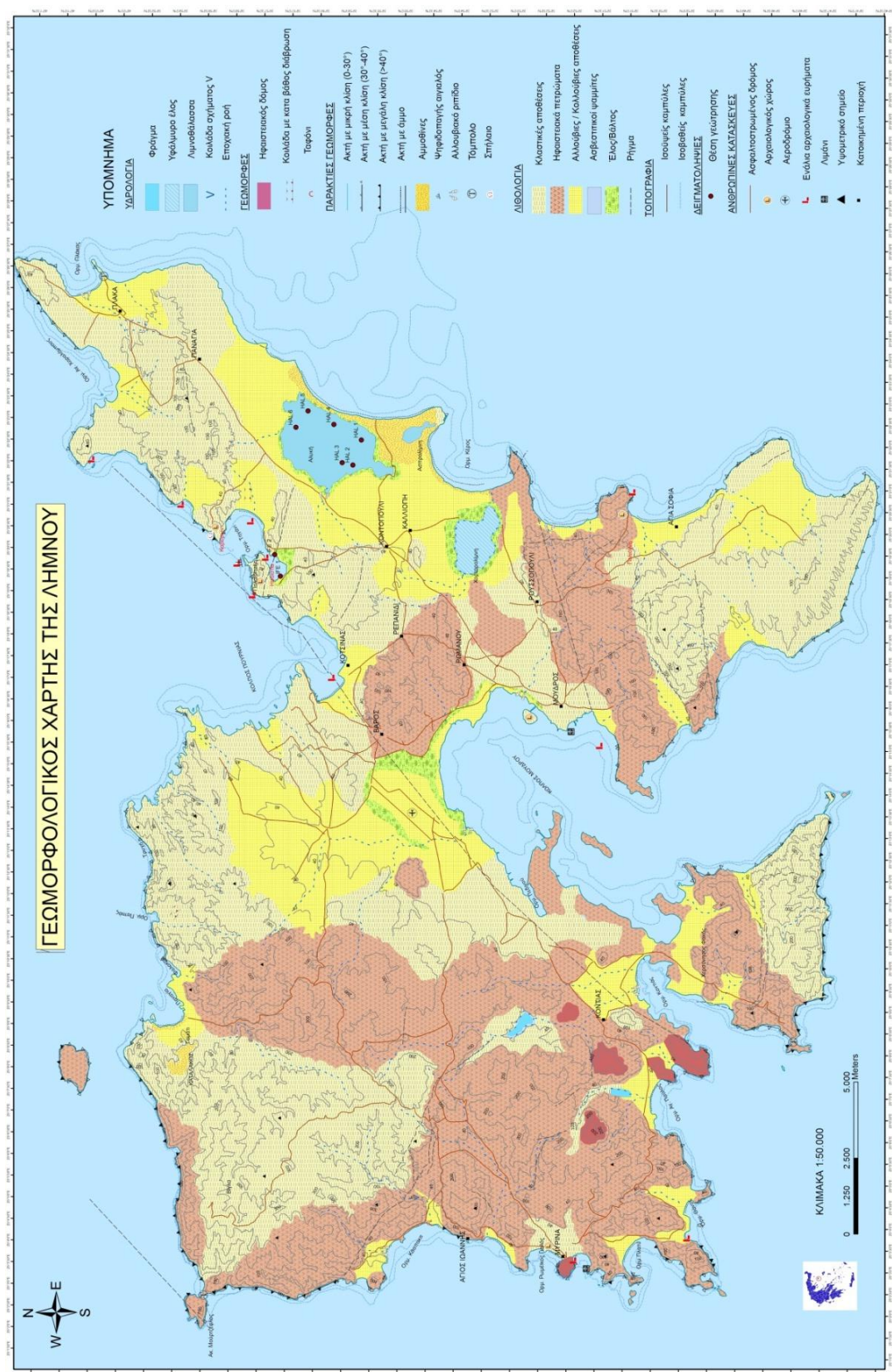
Η νήσος Λήμνος έχει ήπιο ανάγλυφο, χαρακτηρίζεται από χαμηλή βλάστηση, ηφαιστειογενή πετρώματα και ήπιους ορεινούς όγκους. Μεταξύ των λόφων εκτείνονται μεγάλες πεδιάδες. Τα υψηλότερα βουνά είναι το Όρος Σκοπιά με υψόμετρο 470 m, που βρίσκεται στο δυτικό τμήμα του νησιού και το Όρος Βίγλα με υψόμετρο 430 m, στο βορειοδυτικό τμήμα. Σε όλη την παράλια ζώνη υπάρχουν χαμηλοί λόφοι, ύψους 250-350 m, εκτός από το ανατολικό τμήμα του νησιού καθώς και το όρμο του Μούδρου όπου εκτείνονται πεδιάδες. Τα πετρώματα της νήσου Λήμνου αποτελούνται από αλλουβίες και κολλούβιες αποθέσεις, κλαστικά ιζήματα και ηφαιστειακά πετρώματα (εικόνα 4.1.).

Το υδρογραφικό δίκτυο απορροής (εικόνα 4.2.) αποτελείται από ρέματα εποχιακής ροής, τα οποία δεν ξεπερνούν την 2^η ή την 3^η τάξη στο μεγαλύτερο τμήμα του νησιού. Υδρογραφικό δίκτυο 4^{ης} τάξης παρουσιάζεται: στο δυτικό τμήμα κοντά στον Άγιο Ιωάννη, στο κέντρο του νησιού στην περιοχή του αεροδρομίου, στο βόρειο τμήμα κοντά στην περιοχή της παραλίας Γομάτι και στο νότιο τμήμα στον όρμο του Κοντιά. Το υδρογραφικό δίκτυο έχει πολύ φτωχή απορροή και σε συνδυασμό με το μικρό ύψος των βροχοπτώσεων δεν είναι ευνοϊκό για τη δημιουργία αλλουβιακών ριπιδίων. Στο γεωμορφολογικό χάρτη (εικόνα 4.1.) φαίνονται κάποια αλλουβιακά ριπίδια, τα οποία έχουν χαρτογραφηθεί ενδεικτικά, γιατί η εμφάνισή τους είναι μικρότερη από την κλίμακα του χάρτη 1:50.000.

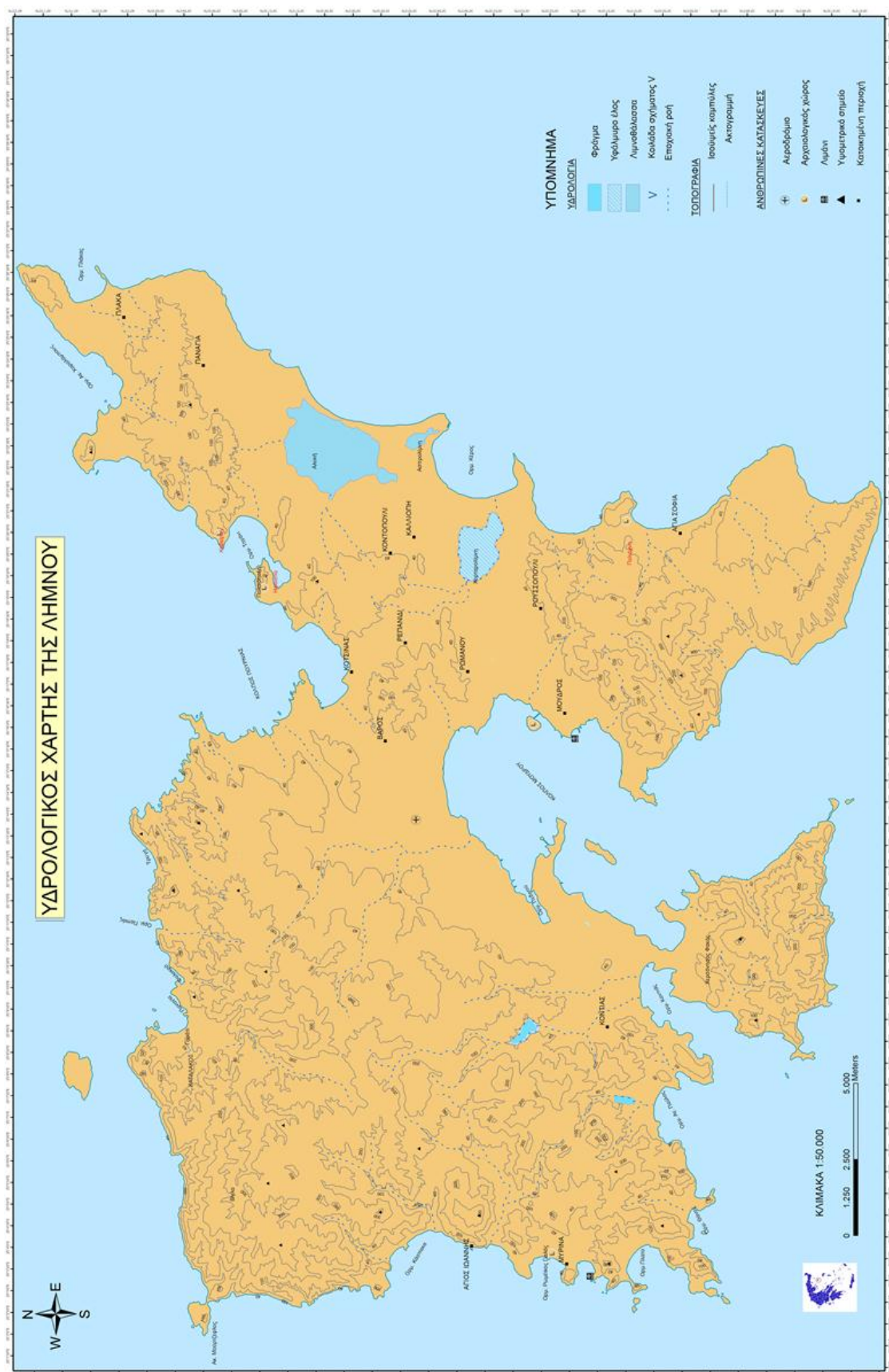
Παράκτιες γεωμορφές που χαρτογραφήθηκαν στην περιοχή μελέτης, είναι οι αμμοθίνες στην περιοχή της λιμνοθάλασσας Αλυκής, στο κόλπο του Κέρους και στο βόρειο τμήμα του νησιού, στην περιοχή του Κατάλακου και της παραλίας Γομάτι. Εντοπίστηκαν σχηματισμοί τόμπολο στο ΒΑ άκρο της Λήμνου, στο ΝΑ άκρο της χερσονήσου Φακός καθώς και στον όρμο της Πλάκας στο ΒΔ τμήμα του νησιού. Υπάρχει επίσης ένα παράκτιο σπήλαιο κάτω από τον αρχαιολογικό χώρο των Καβείρων. Σε απόσταση 5 m, από την ακτή στην βορεια ακτογραμμή της περιοχής της Ηφαιστίας, στο ακρωτήριο Εκατοκεφαλές, εντοπίστηκε ψηφιδοπαγής αιγιαλός. Οι γεωμορφές της ενδοχώρας χαρακτηρίζονται από τα ταφόνι και τους ηφαιστειακούς δόμους.

Η κλίση των ακτών στη Λήμνο διαφοροποιείται, υπάρχουν ακτές με μικρή κλίση (0°-30°), με μεσαία κλίση (30°-40°) και με μεγάλη κλίση (>40°). Ακτές με μικρή κλίση βρίσκονται

κυρίως στο ΒΔ τμήμα της Λήμνου, με μεσαία κλίση στο βόρειο και στο νοτιοανατολικό τμήμα της και οι ακτές με μεγάλη κλίση εμφανίζονται στο δυτικό και σε τμήμα της βόρειας περιοχής του νησιού καθώς και στη νότια ακτογραμμή της χερσονήσου Φακός. Τα παραπάνω αναφερόμενα στοιχεία φαίνονται στο Γεωμορφολογικό χάρτη της Λήμνου (εικόνα 4.1.).



Εικόνα 4.1. Γεωμορφολογικός χάρτης της Λήμνου.



Εικόνα 4.2. Υδρολογικός χάρτης της Λήμνου.

Η λιμνοθάλασσα Αλυκή βρίσκεται στο ΒΑ τμήμα της νήσου Λήμνου με μήκος 3.5 km και πλάτος 1.9 km και διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ. Αποτελεί φυσική αλυκή, κατά το μεγαλύτερο μέρος του έτους καλύπτεται από θαλασσινό νερό, ενώ το καλοκαίρι ξεραίνεται και σχηματίζεται αλάτι (εικόνα 4.3.).



Εικόνα 4.3. Η λιμνοθάλασσα Αλυκή με αλάτι

Τα ιζήματα στην περιοχή της λιμνοθάλασσας αποτελούνται από κολλούβιες αποθέσεις, οι οποίες διαβρώνονται από την εποχιακή επιφανειακή απορροή, ενώ οι αλλούβιες αποθέσεις εμφανίζονται στο δυτικό και νοτιοδυτικό τμήμα της.

Δεν παρατηρείται συνεχής ποτάμια ροή, μόνο εποχιακοί χείμαρροι στο ανατολικό και βόρειο τμήμα της λιμνοθάλασσας, καθώς υπάρχει κοιλάδα ποταμού σε σχήμα V. Περιμετρικά της λιμνοθάλασσας υπάρχει τεχνικό κανάλι το οποίο εμποδίζει την επιφανειακή απορροή του υδρογραφικού δικτύου να εισέρθει στη λιμνοθάλασσα. Η ύπαρξη υπόγειων υδάτων φαίνεται από τα καλάμια που αναπτύσσονται στην περιοχή του βόρειου τμήματος της λιμνοθάλασσας (εικόνα 4.4.).

Στις εικόνες 4.4. και 4.5. φαίνεται το βόρειο και το νότιο τμήμα της λιμνοθάλασσας από την πλευρά της ενδοχώρας, και οι κολλούβιες αποθέσεις πάνω στις οποίες αναπτύσσεται η βλάστηση. Στην όχθη της λιμνοθάλασσας υπάρχουν εκτεταμένες περιοχές με έλη, όπως φαίνεται και στο γεωμορφολογικό χάρτη (εικόνα 4.1.).



Εικόνα 4.4. Άποψη του βόρειου τμήματος της λιμνοθάλασσας Αλυκής



Εικόνα 4.5. Άποψη του νότιου τμήματος της λιμνοθάλασσας Αλυκής

Το Προ-Ολοκαινικό υπόβαθρο της λιμνοθάλασσας φαίνεται στην εικόνα 4.6, όπου βλέπουμε την εμφάνιση κλαστικών σχηματισμών.



Εικόνα 4.6. Το Ολιγοκαινικό υπόβαθρο της λιμνοθάλασσας Αλυκής

Η λιμνοθάλασσα επικοινωνεί με τη θάλασσα μέσω ενός φυσικού ανοίγματος και χωρίζεται από αυτή με ένα εκτεταμένο παράκτιο αμμώδες φράγμα μήκους 2.550 m και πλάτους 100-350 m, πάνω στο οποίο αναπτύσσονται οι αμμοθίνες. Το άνοιγμα της λιμνοθάλασσας προς τη θάλασσα, βρίσκεται στο κεντρικό τμήμα του παράκτιου αμμώδους φράγματος (εικόνες 4.7. και 4.8.). Ένα δεύτερο σημείο, που βρίσκεται στο βόρειο τμήμα του παράκτιου αμμώδους φράγματος, είναι το τμήμα με τη χαμηλότερη κλίση από το οποίο υπάρχει πλήρωση με θαλασσινό νερό κατά τη διάρκεια των καταιγίδων.

Τα παράκτια φράγματα αποτελούνται είτε από κλαστικό υλικό (άμμος ή χαλίκια) είτε δημιουργούνται από τη βλάστηση. Μπορούν να προκύψουν μέσω της ανάπτυξης επιμήκους λωρίδας ξηράς πέρα από την εγκόλπωση (προς την θάλασσα) στην κατεύθυνση του παράκτιου ρεύματος, πίσω από εμπόδια τα οποία σχηματίζονται μέσω της πλημμύρας των παράκτιων πεδιάδων πίσω από σειρές θινών (Carter and Woodroffe, 1997).

Η προσφορά του υλικού των αμμοθινών προέρχεται από τη διάβρωση των κλαστικών ιζημάτων της γύρω περιοχής.



Εικόνα 4.7. Το άνοιγμα της λιμνοθάλασσης στο παράκτιο αμμώδες φράγμα με τις αμμοθίνες, λήψη από νότο προς βορρά.



Εικόνα 4.8. Το άνοιγμα της λιμνοθάλασσης στο παράκτιο αμμώδες φράγμα με τις αμμοθίνες, λήψη από βορρά προς νότο.

Οι παράκτιες θίνες είναι λοφοειδείς μορφές, που δημιουργούνται σε εκτεταμένες παραλίες από τη δράση των ανέμων. Ο σχηματισμός τους προϋποθέτει μεγάλη προσφορά

άμμου και ισχυρούς ανέμους που να πνέουν για μεγάλο χρονικό διάστημα, καθώς και τον κατάλληλο προσανατολισμό της ακτής σε σχέση με τις ανεμολογικές συνθήκες (Davis and Fitzgerald, 2004).

Κατά μήκος του παράκτιου αμμώδους φράγματος της λιμνοθάλασσας παρατηρείται η πιο εκτεταμένη εμφάνιση θινών στη Λήμνο. Η διάταξη τους είναι παράλληλη προς την ακτή, εμφανίζονται σε διαδοχικές σειρές και σε μία ζώνη, το πλάτος της οποίας φθάνει τα 150 m. Το ύψος τους κυμαίνεται από τα 0,6 m έως τα 2,5 m και πάνω τους έχει αναπτυχθεί χαμηλή ποώδης βλάστηση και κρινάκια της άμμου.

Νότια από τη λιμνοθάλασσα Αλυκή βρίσκονται οι δύο λίμνες, η Χορταρολίμνη και η Ασπρολίμνη (γεωμορφολογικός χάρτης 4.1.). Η Χορταρολίμνη με έκταση 2,3 km² (εικόνα 4.9.) είναι εποχιακό υφάλμυρο έλος, το οποίο το καλοκαίρι ξεραίνεται και γίνεται βοσκοτόπι. Η Ασπρολίμνη, με έκταση 0,5 km² (εικόνα 4.10.), έχει υφάλμυρα νερά λόγω της έντονης επίδρασής της από τη θάλασσα, βρίσκεται ανάμεσα σε αμμοθίνες και το καλοκαίρι ξεραίνεται.



Εικόνα 4.9. Λίμνη Χορταρολίμνη



Εικόνα 4.10. Λίμνη Ασπρολίμνη

Ο κόλπος του Πουρνιά στο ΒΑ τμήμα της Λήμνου, στην ευρύτερη περιοχή του Κότσινα, έχει ομαλές ακτές με μικρή κλίση αποτελούμενες από άμμο και κροκάλες, με μία μόνο μεγάλη αμμώδη παραλία. Οι αποθέσεις της περιοχής αυτής, αποτελούνται κυρίως από κλαστικά ιζήματα (εικόνα 4.1.).

Στον Κότσινα υπήρχε σημαντικό κάστρο βυζαντινών χρόνων. Σήμερα στην ακτή υπάρχουν τμήματα από το προστατευτικό τείχος του κάστρου. Σε απόσταση 5m από την ακτή προς τη θάλασσα και σε βάθος μέχρι 40cm μέσα στη θάλασσα, βρέθηκαν υπολείμματα από οικοδομήματα πιθανότατα βυζαντινών χρόνων.

Ο αρχαιολογικός χώρος της Ηφαιστίας βρίσκεται στη χερσόνησο της Παλαιόπολης, του όρμου Τηγάνι, στο ΒΑ τμήμα του κόλπου Πουρνιά (εικόνα 4.11.). Στην ακτή, νότια και νοτιοδυτικά από τον αρχαιολογικό χώρο, συναντώνται αλλούβιες αποθέσεις και έλη. Οι αλλούβιες αποθέσεις εμφανίζονται κυρίως στην παράκτια ζώνη του όρμου Τηγάνι (εικόνα 4.1.). Στα ανατολικά και δυτικά τμήματα του όρμου η ακτή έχει μέτρια κλίση, ενώ στο υπόλοιπο τμήμα έχει μικρή κλίση, όπου εκτείνεται αμμώδης αιγιαλός. Η πεδιάδα που καλύπτει την περιοχή του όρμου γίνεται αποδέκτης της συνεχούς απόθεσης των ιζημάτων από την εποχιακή ροή λόγω των βροχοπτώσεων. Μεταξύ των ιζημάτων σε μεγαλύτερο βαθμό εμφανίζονται τα κλαστικά ιζήματα.



Εικόνα 4.11. Αρχαιολογικός χώρος της Ηφαιστίας στη χερσόνησο Παλαιόπολη.

Στο ΒΔ τμήμα της χερσονήσου Παλαιόπολη, όπου είναι χτισμένη η Ηφαιστία, η ακτή αποτελείται από κολλούβιες αποθέσεις με χαλίκια, άργιλο και ιλύ σε στρώσεις. Σε μερικά σημεία στην απόκρημνη ακτή, υπάρχουν λείψανα από τοίχους ρωμαϊκών χρόνων, ενώ σε όλο το μήκος της, βρίσκεται κεραμικό υλικό το οποίο το έχει δουλέψει η θάλασσα (εικόνα 4.12.).



Εικόνα 4.12. Απόκρημνη ακτή με ίζημα στη βάση της και υπολείμματα κεραμικών πιθανότητα ρωμαϊκών χρόνων, στο ΒΔ τμήμα της αρχαίας Ηφαιστίας.

Στο βόρειο τμήμα της ακτής της Παλαιόπολης, λίγο πριν το ακρωτήριο Εκατοκεφαλές, βρίσκεται ο χώρος του λατομείου πιθανότατα αρχαίων χρόνων. Αποτελείται από αποθέσεις ασβεστιτικών ψαμμιτών (αιολιανίτης), ομοιόμορφης κοκκομετρικής σύστασης (κυρίως άμμος), που φτάνουν μέχρι τη θάλασσα σε βάθος 0,3 m. Ο χώρος του λατομείου εκτείνεται από την ακτή μέχρι και τη θάλασσα καλύπτοντας έκταση γύρω στα 300 m² (εικόνα 4.13).



Εικόνα 4.13. Αρχαίο λατομείο στο βόρειο τμήμα της Παλαιόπολης.

Στο ΒΔ άκρο του όρμου Τηγάνι υπάρχει ψηφιδοπαγής αιγιαλός με μήκος 8m και πλάτος 3 m. Αποτελείται από άμμο, βότσαλα και θραύσματα οστράκων συγκολλημένα με συνδετικό υλικό. Έχει κλίση προς τη θάλασσα και διεύθυνση παράλληλη προς τη σημερινή ακτογραμμή. Βρίσκεται κοντά στη σημερινή στάθμη της θάλασσας και έχει διαβρωθεί από τις θαλάσσιες διεργασίες (εικόνα 4.14.).



Εικόνα 4.14. Ψηφιδοπαγής αιγιαλός στο ΒΑ άκρο του όρμου Τηγάνι.

Ο αρχαιολογικός χώρος των Καβείρων βρίσκεται σε ένα λόφο απέναντι από την αρχαία Ηφαιστία, στο ΒΑ άκρο του όρμου Τηγάνι (εικόνα 4.1). Ο λόφος αποτελείται από κλαστικά ιζήματα που φτάνουν στην ακτή. Η ακτή είναι απόκρημνη χωρίς ίζημα με μέση και μεγάλη κλίση δίνοντας μια πανοραμική θέα στη γύρω περιοχή. Κάτω από τον αρχαιολογικό χώρο υπάρχει ένα υποθαλάσσιο σπήλαιο λόγω της θαλάσσιας διάβρωσης, ονομάζεται η σπηλιά του Φιλοκτήτη (εικόνα 4.15.).

Σε μερικά σημεία στην ευρύτερη περιοχή των Καβείρων συναντάμε έντονη κατά βάθος διάβρωση που φτάνει στο 1 m στις κοίτες, οφειλόμενη κυρίως στην επιφανειακή απορροή (4.16.).



Εικόνα 4.15. Θαλάσσιο σπήλαιο στον αρχαιολογικό χώρο των Καβείρων.



Εικόνα 4.16. Κατά βάθος διάβρωση στην περιοχή των Καβείρων.

Το ΒΑ άκρο του νησιού, ανατολικά από τα Καβείρια και τη λιμνοθάλασσα Αλυκή, μέχρι την περιοχή του όρμου Πλάκα, είναι περιοχή χαμηλού ανάγλυφου που καλύπτεται από κλαστικά ιζήματα. Οι αλλουβιακές αποθέσεις έχουν τη μεγαλύτερη εμφάνιση τους στην περιοχή της Πλάκας, όπου η επιφανειακή απορροή βοηθά στο σχηματισμό του αλλουβιακού ριπιδίου.

Η βόρεια ακτή του ΒΑ τμήματος της Λήμνου, στην περιοχή του όρμου του Αγίου Χαραλάμπους, έχει μέτρια και μεγάλη κλίση, ενώ η ανατολική ακτή του όρμου της Πλάκας, έχει ομαλή κλίση με αμμώδες θαλάσσιο ίζημα (εικόνα 4.17). Στον όρμο της Πλάκας βρίσκεται η παράκτια γεωμορφή του τόμπولو, που έχει δημιουργηθεί από τη θαλάσσια απόθεση.



Εικόνα 4.17. Αιγιαλός με μικρή κλίση αποτελούμενος από άμμο, στον όρμο της Πλάκας.

Ο αρχαιολογικός χώρος της Πολιόχνης στο ΝΑ τμήμα της Λήμνου, βρίσκεται σήμερα πάνω σε απόκρημνη ακτή (εικόνα 4.18). Οι αποθέσεις στην περιοχή, είναι κυρίως ηφαιστειακά πετρώματα με μερικές εμφανίσεις κλαστικών ιζημάτων και αλλουβιακών αποθέσεων. Στις αλλουβιακές αποθέσεις, στην ακτή της Πολιόχνης σχηματίζεται αλλουβιακό ριπίδιο από την εποχιακή επιφανειακή απορροή.

Οι ακτές είναι απόκρημνες με ίζημα από άμμο και βότσαλα, καθώς εμφανίζονται και ομαλές ακτές με μικρές κλίσης με αμμώδες ίζημα.



Εικόνα 4.18. Τοποθεσία της Αρχαίας Πολιόχνης, ακτή υπο διάβρωση που έχει καταστρέψει και μέρος της πόλης.

Ο όρμος του Κέρους βρίσκεται βόρεια της Πολιόχνης και δυτικά της Χορταρολίμνης. Αποτελείται από αλλουβιακές αποθέσεις πάνω στις οποίες υπάρχει εκτεταμένη εμφάνιση αμμοθινών (εικόνα 4.19).

Κατά μήκος της ακτογραμμής του όρμου Κέρους, η οποία έχει μικρή κλίση, εκτείνονται τρεις σειρές από αμμοθίνες με ύψος από 0,5-1,6 m. Μερικές σειρές έχουν καταστραφεί από το δρόμο που περνά ανάμεσα στην πρώτη και τη δεύτερη σειρά, καθώς και από το χώρο στάθμευσης αυτοκινήτων και τα δύο ξύλινα κιόσκια, τα οποία τα χρησιμοποιούν οι λουόμενοι τους καλοκαιρινούς μήνες. Οι θίνες είναι σταθεροποιημένες με την ανάπτυξη της βλάστησης. Στην πρώτη σειρά εμφανίζεται το προστατευόμενο κρινάκι της άμμου και στις επόμενες δύο αναπτύσσονται μικρά πεύκα. Ο αιγιαλός του όρμου αποτελείται από λεπτόκοκκη άμμο.

Στον όρμο του Κέρους κοντά στην ακτή και μέσα στη θάλασσα εμφανίζονται κλαστικά ιζήματα με κλίση προς τη θάλασσα, όπως φαίνεται στην εικόνα 4.20.



Εικόνα 4.19. Η παραλία του όρμου Κέρος με τις σειρές από αμμοθίνες.



Εικόνα 4.20. Εμφάνιση κλαστικών ιζημάτων του Ολιγοκαινικού υποβάθμου της λιμνοθάλασσας με κλίση προς τη θάλασσα στον όρμο του Κέρους.

Στο νοτιότερο τμήμα του όρμου του Κέρους κοντά στη Χορταρολίμνη υπάρχει εκβολή χείμαρρου, στον οποίο καταλήγουν τα ύδατα από την αποστράγγιση της λίμνης (εικόνα 4.21).



Εικόνα 4.21. Εκβολή χείμαρρου στο νότιο τμήμα του όρμου Κέρος.

Ο κόλπος του Μούδρου είναι το φυσικά προστατευμένο λιμάνι της Λήμνου. Βρίσκεται στο κεντρικό τμήμα του νησιού. Η περιοχή χαρακτηρίζεται από χαμηλό ανάγλυφο, το οποίο καλύπτεται από αλλούβιες αποθέσεις και κλαστικά ιζήματα.

Σε μερικά σημεία στο ανατολικό και στο δυτικό τμήμα του κόλπου υπάρχουν ηφαιστειακά πετρώματα. Στο κεντρικό τμήμα του κόλπου αναπτύσσονται ελώδεις εκτάσεις. Παρουσιάζει ομαλές ακτές με μικρές κλίσεις, ενώ μόνο στο ΝΑ τμήμα του υπάρχουν απόκρημνες ακτές με ίζημα (εικόνα 4.1.). Οι παραλίες της περιοχής του Μούδρου αποτελούνται κυρίως από κλαστικά ιζήματα, καθώς υπάρχουν και πολύ μικρές παραλίες με άμμο. Σε μερικές παραλίες εμφανίζονται θαλάσσιες αψίδες λόγω της διάβρωσης των κυμάτων στα νεογενή στρώματα των πετρωμάτων (εικόνα 4.22.).

Νοτιοανατολικά από τον κόλπο του Μούδρου και νότια της Πολιόχνης βρίσκεται η περιοχή της Αγίας Σοφίας, η οποία αποτελείται από κλαστικές αποθέσεις και αλλουβιακές αποθέσεις. Η εποχιακή απορροή της, έχει βοηθήσει στη δημιουργία αμμωδών ακτών στις αλλουβιακές περιοχές. Είναι μία περιοχή χαμηλού ανάγλυφου με απόκρημνες ακτές χωρίς ίζημα και τρεις μεγάλους αιγιαλούς με άμμο (εικόνα 4.1.).



Εικόνα 4.22. Θαλάσσια αψίδα σε ηφαιστειακό πέτρωμα, σε παραλία του Μούδρου.

Στο νοτιότερο τμήμα της Λήμνου βρίσκεται η χερσόνησος Φακός. Αποτελείται από κλαστικές αποθέσεις στο νότιο τμήμα της, από αλλουβιακές αποθέσεις στο βόρειο τμήμα της και στο κεντρικό τμήμα της εμφανίζονται ηφαιστειακά πετρώματα (εικόνα 4.1.). Χαμηλό ανάγλυφο παρουσιάζει μόνο το βόρειο τμήμα της, όπου υπάρχει το προστατευόμενο οικοσύστημα Διαπόρι. Το υψόμετρο στη χερσόνησο φτάνει τα 200 m. Οι ακτές της είναι βραχώδεις και απόκρημνες με εξαίρεση το βόρειο τμήμα, το οποίο έχει ομαλές ακτές με μικρή κλίση, όπου και βρίσκεται ο υγρότοπος Διαπόρι, οικοσύστημα προστασίας της άγριας πανίδας και χλωρίδας. Στο νοτιοδυτικό άκρο της χερσονήσου εμφανίζεται η παράκτια γεωμορφή του τόμπολο.

Στο νοτιοδυτικό τμήμα του νησιού, από την περιοχή του ποταμού Εβγάτη μέχρι τη Μύρινα και τον Άγιο Ιωάννη, εκτείνεται το ηφαιστειακό υπόβαθρο (εικόνα 4.1). Συναντάμε ηφαιστειακούς σχηματισμούς όπως ηφαιστειακούς δόμους και ταφόνι. Σε μερικά τμήματα εμφανίζονται κλαστικά ιζήματα καθώς και αλλουβιακές αποθέσεις.

Υπάρχει σημαντική επιφανειακή απορροή και για αυτό έχουν κατασκευαστεί δύο δεξαμενές νερού σε αυτό το τμήμα του νησιού. Στην περιοχή του Κοντιά η επιφανειακή απορροή δημιούργησε απόθεση ιζημάτων σε μορφή αλλουβιακού ριτιδίου.

Η ακτογραμμή είναι κυρίως απόκρημνη και σε μερικά σημεία εμφανίζει και κρημνούς με ίζημα. Σε αυτό το τμήμα του νησιού υπάρχουν πολλές μικρές παραλίες με άμμο. Η παραλία του Εβγάτη, στον όρμου του Αγίου Παύλου, αποτελείται από πυροκλαστικό υλικό από τη διάβρωση των ηφαιστειακών πετρωμάτων που τροφοδοτείται από το ποτάμι. Στο ανατολικό τμήμα του όρμου υπάρχει ηφαιστειακός δόμος (εικόνα 4.23.).



Εικόνα 4.23. Περιοχή Εβγάτη, με τον ηφαιστειακό δόμο και την εκβολή του ποταμού.

Η περιοχή βόρεια της Μύρινας προς τον Άγιο Ιωάννη, αποτελείται από ηφαιστειακά πετρώματα (εικόνα 4.1.). Το κάστρο της Μύρινας είναι κτισμένο πάνω σε ηφαιστειακό δόμο (εικόνα 4.24.). Στο κόλπο νότια του κάστρου, στον Τούρκικο γιαλό, βρίσκεται το σημερινό λιμάνι της Λήμνου (εικόνα 4.25.).

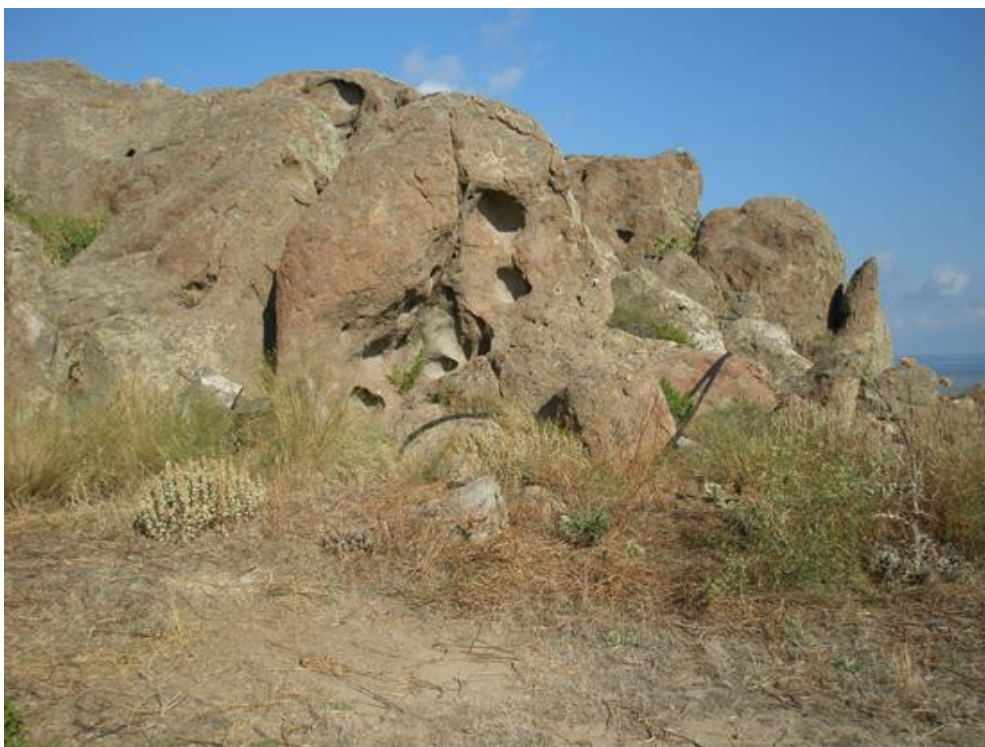


Εικόνα 4.24. Το κάστρο Βυζαντινών χρόνων στη Μύρινα σε ηφαιστειακό δόμο.



Εικόνα 4.25. Το λιμάνι της Μύρινας.

Στην περιοχή του Αγίου Ιωάννη συναντάμε τις γεωμορφές των ταφόνι (εικόνα 4.26.). Μερικές εμφανίζονται και πάνω στον αιγιαλό, όπως φαίνεται στην εικόνα 4.27.



Εικόνα 4.26. Ταφόνι σε ηφαιστειακό πέτρωμα στην περιοχή του Αγ. Ιωάννη.



Εικόνα 4.27. Ταφόνι σε ηφαιστειακό πέτρωμα στον αιγιαλό του Αγ. Ιωάννη

Το βόρειο τμήμα της Λήμνου αποτελείται από κλαστικές αποθέσεις και ηφαιστειακά πετρώματα. Σε μερικά τμήματα εμφανίζονται αλλουβιακές αποθέσεις (εικόνα 4.1.). Στο ΒΔ τμήμα της Λήμνου, στην ενδοχώρα εκτείνεται οροσειρά με λόφους από κλαστικά ιζήματα (εικόνα 4.28.).



Εικόνα 4.28. Λοφώδες ανάγλυφο αποτελούμενο απο ψαμμιτικά κλαστικά ιζήματα στην περιοχή Σαρδές



Εικόνα 4.29. Λοφώδες ανάγλυφο αποτελούμενο από ιζηματογενή πετρώματα με μικρές καλλιεργούμενες εκτάσεις στην περιοχή Κατάλακκο

Η βόρεια περιοχή της Λήμνου έχει το υψηλότερο ανάγλυφο το οποίο φτάνει στα 470 m στο όρος Σκοπιά. Μεταξύ των λόφων εμφανίζονται μικρές πεδιάδες με καλλιεργούμενες εκτάσεις. Αποτελούν το σύνθετο ανάγλυφο της περιοχής, με κοιλάδες σε σχήμα V, με μέσες κλίσεις κλιτύων και αποθέσεις μέσα στην κοίτη τους (εικόνα 4.29.).

Στη βόρεια ακτή του νησιού υπάρχουν απόκρημνες ακτές με μεγάλη κλίση. Στο ανατολικότερο τμήμα της ακτογραμμής εμφανίζονται απόκρημνες ακτές με ιζημα . Η βόρεια ακτογραμμή της Λήμνου έχει στο μεγαλύτερο τμήμα της μέτρια κλίση και αποτελείται από κλαστικά ιζήματα, ενώ σε μερικά μόνο σημεία συναντάμε αργιλικές αποθέσεις. Στην εικόνα 4.30. φαίνονται οι παράκτιοι κρημνοί με την ανάπτυξη μιας μικρής παραλίας μεταξύ τους, αποτελούμενη από ανάμικτο υλικό, κυρίως από άμμο και λατυποπαγή.

Περιορισμένη είναι η εμφάνιση των αλλουβιακών αποθέσεων καθώς και οι μικρές κλίσεις της ακτογραμμής.



Εικόνα 4.30. Βόρεια ακτογραμμή της Λήμνου, με παράκτιους κρημούς και παραλία μεταξύ τους, από άμμο και λατυπές.

Στην ακτή της περιοχής του Κατάλακου στην ΒΔ Λήμνο, βρίσκεται η παραλία Γομάτι, όπου εκτείνεται ένα σύστημα αμμοθινών με το ύψος των θινών να κυμαίνεται από 1,5-10 m. Σταθεροποιούνται με την ανάπτυξη της βλάστησης, η οποία αποτελείται από κρινάκια της άμμου και μικρούς θάμνους. Ο αιγιαλός έχει χαμηλή κλίση και αποτελείται από λεπτόκοκκη άμμο (εικόνα 4.31.).



Εικόνα 4.31. Σύστημα αμμοθινών στην παραλία Γομάτι.

Χαρακτηριστική είναι η εμφάνιση αμμοθινών πάνω από το βασικό πέτρωμα στο Κατάλακο, στην ενδοχώρα της Λήμνου. Οι αμμοθίνες αυτές δημιουργήθηκαν από αμμοθύελλα, η οποία έφερε την άμμο από την παραλία και η οποία παγιδεύτηκε στην κοιλάδα των λόφων. Σε μερικά σημεία οι αμμοθίνες είναι σταθεροποιημένες με βλάστηση και μικρά πεύκα (εικόνα 4.32.). Το τοπίο θυμίζει έρημο λόγω της μεγάλης έκτασης των αμμοθινών.

Στις παραλίες στο βόρειο τμήμα του νησιού, στο Φαλακρό, στην Παπιά, στην Τρυγή και στην Παναγία, συναντάμε χαρακτηριστικούς σχηματισμούς αποσαθρωμένων ψαμμιτών από τη δράση των ανέμων και της θάλασσας (4.33. και 4.34.).



Εικόνα 4.32. Αμμοθίνες στην περιοχή Κατάλακο



Εικόνα 4.33. Αποσαθρωμένοι ψαμμίτες Κατώτερου Ολιγοκαίνου στην παραλία Παπιά, στη βόρεια ακτή της Λήμνου.



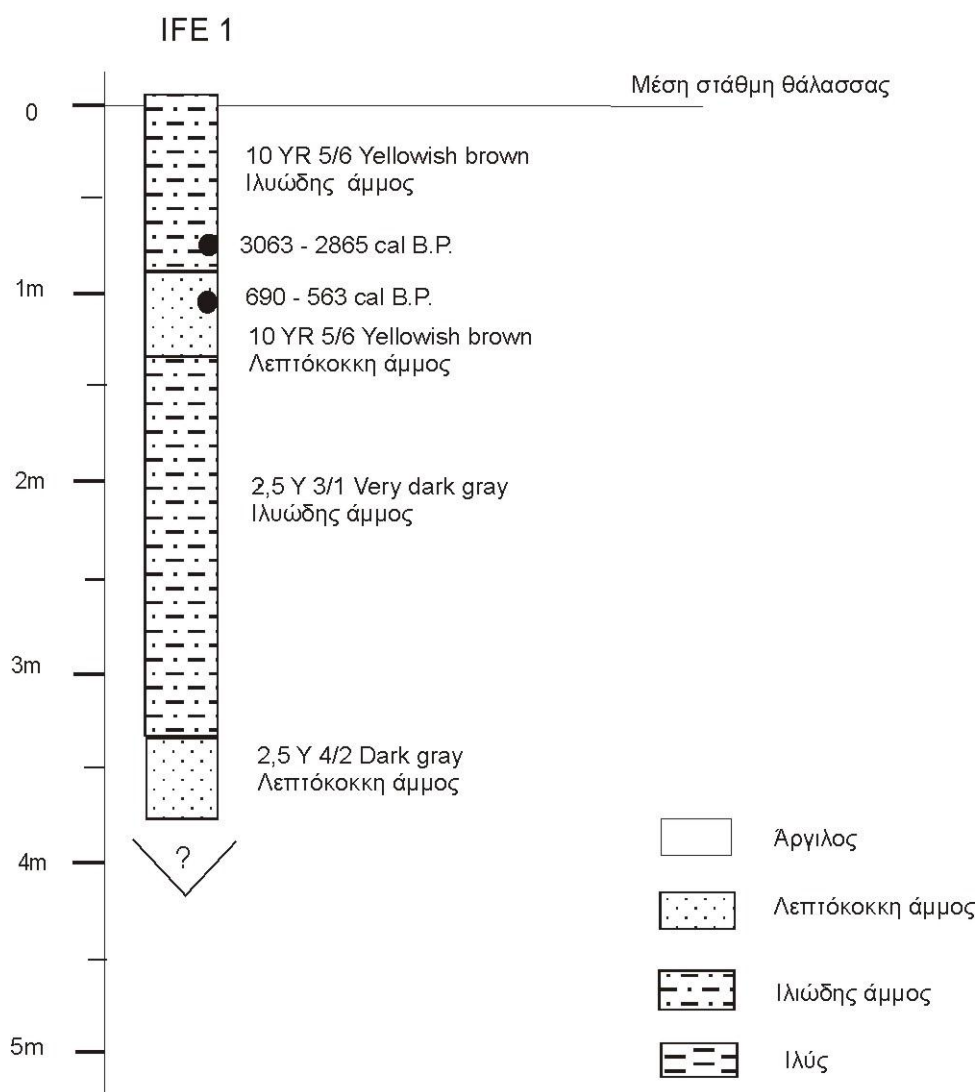
Εικόνα 4.34. Αποσαθρωμένοι ψαμμίτες Κατώτερου Ολιγοκαίνου στην παραλία Παναγία, στη βόρεια ακτή της Λήμνου.

4.2. Λιθοστρωματογραφική περιγραφή γεωτρήσεων

4.2.1. Ηφαιστία

Γεώτρηση IFE 1

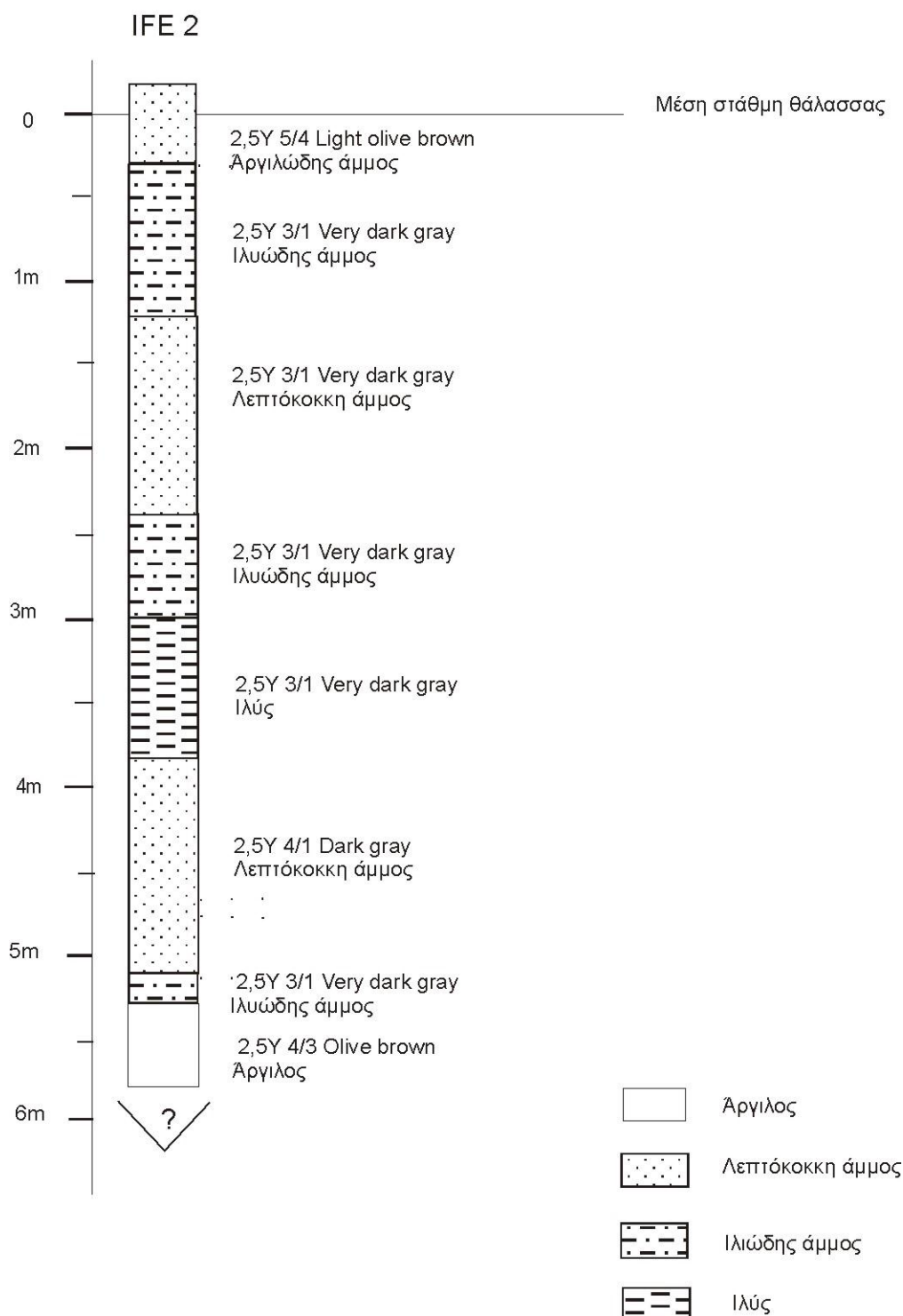
Η Γεώτρηση IFE 1 διενεργήθηκε δίπλα στον αρχαιολογικό χώρο της Ηφαιστίας, κοντά στην ακτή, στη βάση της χερσονήσου Παλαιόπολης, σε υψόμετρο 0,07m πάνω από τη στάθμη της θάλασσας (εικόνα 2.4. κεφ.2.). Το βάθος της γεώτρησης έφτασε στα 3,8 m. Τα ιζήματα της αποτελούνται από άμμο, λεπτόκοκκη άμμο και ιλυώδη άμμο. Το χρώμα των ιζημάτων είναι καστανό-κίτρινο στα πρώτα στρώματα και σκούρο γκρι στα επόμενα στρώματα.



Εικόνα 4.2.1. Λιθοστρωματογραφική περιγραφή γεώτρησης IFE 1

Τα αποτελέσματα της χρονολόγησης των δειγμάτων της γεώτρησης, έδωσαν ηλικίες με ανάστροφη χρονολογική σειρά, το οποίο δείχνει ότι στο σημείο αυτό αποτέθηκαν αναμοχλευμένα τα ιζήματα από τις ανασκαφές του αρχαιολογικού χώρου. Αυτό είχε ως αποτέλεσμα να μη ληφθούν υπόψη τα αποτελέσματα τα οποία προήλθαν από τη συγκεκριμένη γεώτρηση (εικόνα 4.2.1.)

Γεώτρηση IFE 2



Εικόνα 4.2.2. Λιθοστρωματογραφική περιγραφή γεώτρησης IFE 2

Η γεώτρηση IFE 2 στην περιοχή της Ηφαιστίας έγινε στην απέναντι ακτή από τον αρχαιολογικό χώρο, προς την έξοδο για τον κόλπο Τηγάνι, σε υψόμετρο 0,23m πάνω από τη στάθμη της θάλασσας (εικόνα 2.4. κεφ.2.). Το βάθος της είναι 5,8m.

Αποτελείται κυρίως από αμμώδη ιζήματα, από λεπτόκοκκη άμμο μέχρι αργιλώδη άμμο με εξαίρεση το τελευταίο στρώμα, όπου έχουμε άργιλο καθώς και ένα ενδιάμεσο στρώμα μεταξύ 3-3,8 m όπου εμφανίζεται ιλύς (εικόνα 4.2.2). Οι στρωματογραφικοί ορίζοντες χαρακτηρίζονται από καστανό-πράσινο χρώμα και πολύ σκούρο γκρι. Χαρακτηριστικό είναι ότι από τα 0,4-5,1 m βρέθηκαν θραύσματα από όστρακα.

4.2.2. Λιμνοθάλασσα Αλυκή

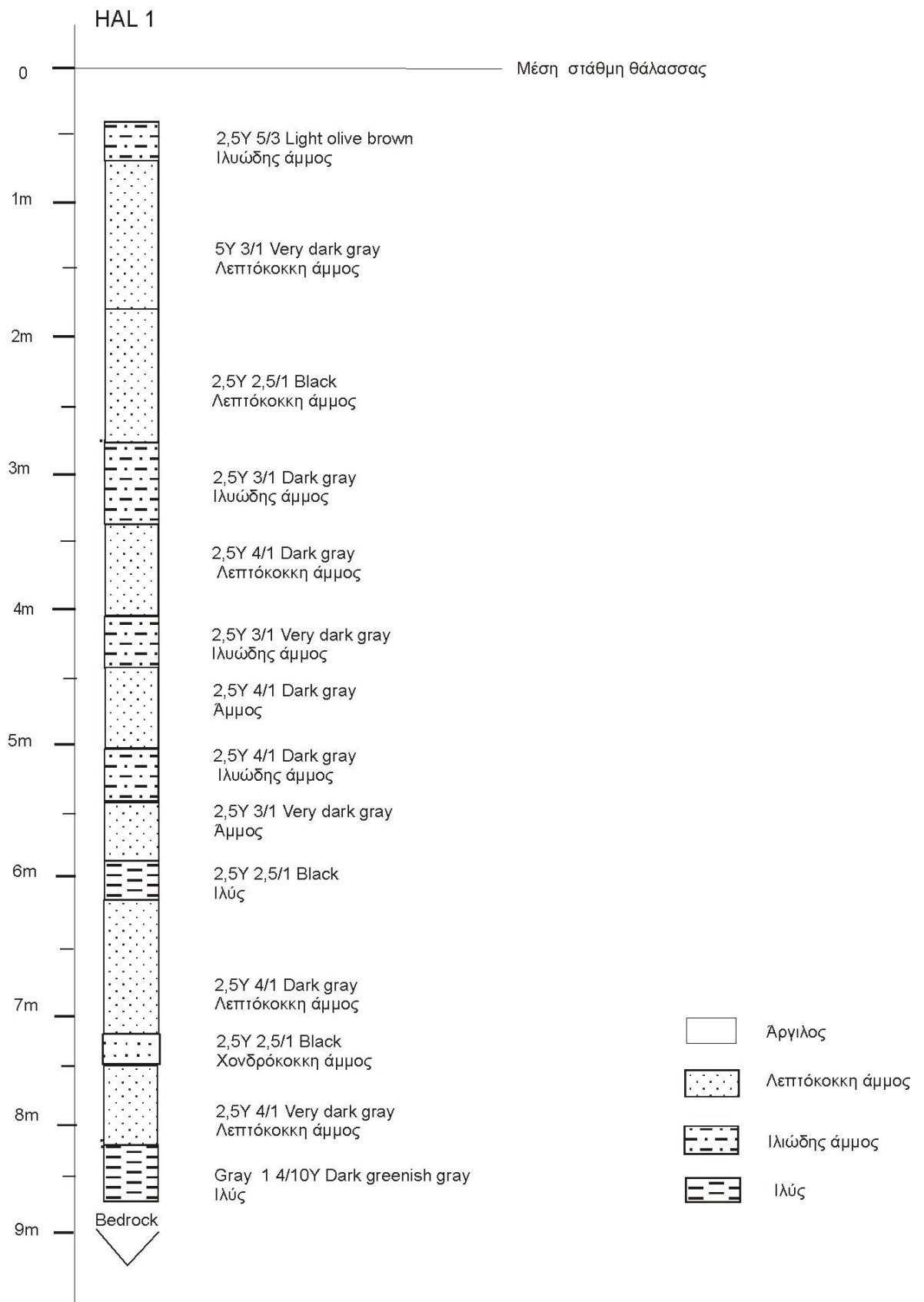
Γεώτρηση HAL 1

Η γεώτρηση HAL1 στη λιμνοθάλασσα Αλυκή έγινε στο νοτιοανατολικό τμήμα της, κοντά στο αμμώδες παραλιακό φράγμα (εικόνα 2.4. κεφ.2.). Το βάθος της γεώτρησης έφτασε τα 8,7 m όπου βρέθηκε και το Ολιγοκαινικό υπόβαθρο της λιμνοθάλασσας. Το υψόμετρο της γεώτρησης είναι τα 0,47m κάτω από τη στάθμη της θάλασσας.

Τα ιζήματα της γεώτρησης αποτελούνται κυρίως από άμμο, συγκεκριμένα από χονδρόκοκκη άμμο στα 7-7,3 m, μέχρι ιλυώδη άμμο. Η ιλύς εμφανίζεται στα 5,9-6,2 m καθώς και στο τέλος της γεώτρησης στα 8,2-8,7 m (εικόνα 4.2.3.). Στα 0,40-0,50 m της γεώτρησης έχουμε πράσινο-καφέ χρώμα και στα 8,20-8,60 m της γεώτρησης πράσινο-γκρι. Στα 2 m, 6 m και στα 7 m εμφανίζεται το μαύρο χρώμα ιζημάτων, ένδειξη ανοξικών συνθηκών (Pavlopoulos, 2010).

Βρέθηκαν θραύσματα από όστρακα από τα 3 έως τα 4 m βάθος της γεώτρησης.

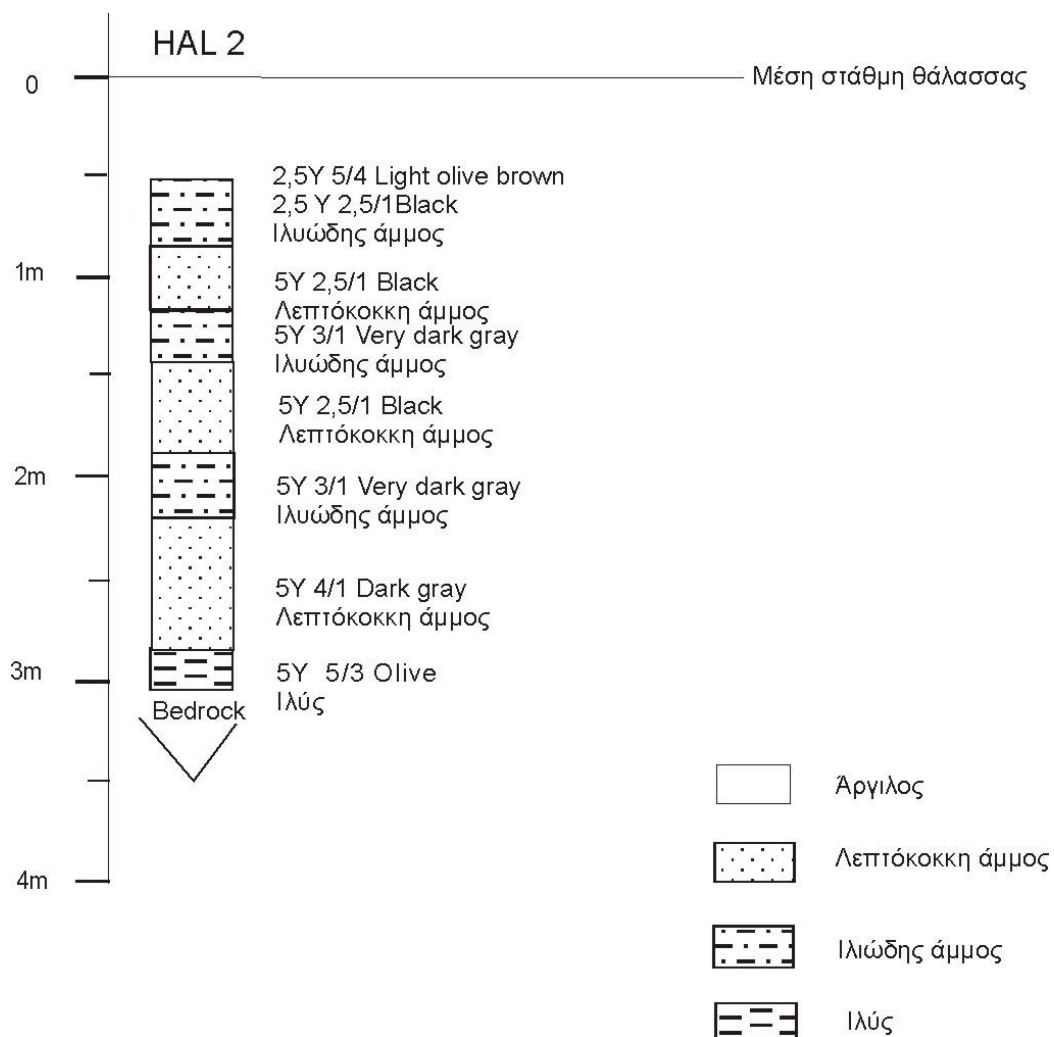
Οι εναλλαγές μεταξύ των διαφόρων κατηγοριών της άμμου καθώς και η εμφάνιση της ιλύος δείχνουν εναλλαγές μεταξύ περιβαλλόντων υψηλής και χαμηλής ενέργειας.



Εικόνα 4.2.3. Λιθοστρωματογραφική περιγραφή γεώτρησης HAL 1

Γεώτρηση HAL 2

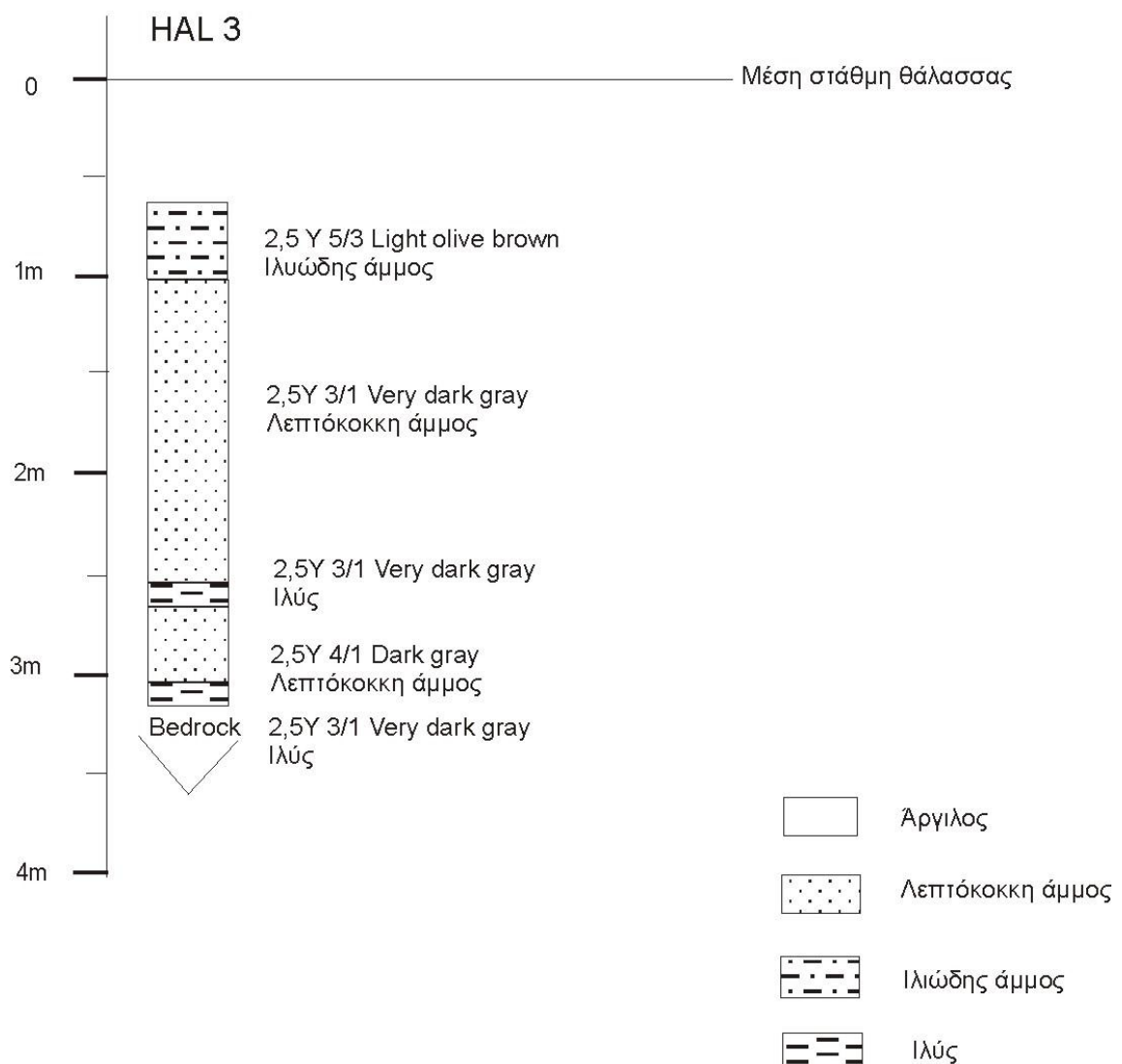
Η θέση της γεώτρησης HAL 2 είναι στο ΝΔ άκρο της λιμνοθάλασσας προς την ενδοχώρα (εικόνα 2.4. κεφ.2.). Το υψόμετρο της γεώτρησης είναι τα 0,56 m κάτω από τη στάθμη της θάλασσας και το βάθος της έφτασε στο υπόβαθρο στα 3 m. Βάσει της μακροσκοπικής κοκκομετρικής ανάλυσής της αποτελείται από άμμο, λεπτόκοκκη μέχρι ιλυώδη και εμφανίζεται ιλύς στο τέλος της γεώτρησης, στο Ολιγοκαινικό υπόβαθρο. Το χρώμα των ιζημάτων της κυμαίνεται από σκούρο γκρι μέχρι μαύρο (εικόνα 4.2.4.).



Εικόνα 4.2.4. Λιθοστρωματογραφική περιγραφή γεώτρησης HAL 2

Γεώτρηση HAL 3

Η θέση της γεώτρησης HAL3 φαίνεται στην εικόνα 2.4. κεφ.2. Το υψόμετρο της γεώτρησης είναι 0,63 m κάτω από τη στάθμη της θάλασσας και το βάθος της φτάνει τα 3,2 m, όπου συνάντησε το Ολιγοκαινικό υπόβαθρο. Χαρακτηρίζεται από ιζήματα με πολύ σκούρο έως σκούρο γκρι χρώμα με εξαίρεση το πρώτο στρώμα, το οποίο έχει καστανό-πράσινο χρώμα. Η κοκκομετρική της σύσταση είναι αμμώδης, συγκεκριμένα λεπτόκοκκη έως ιλυώδης, και εμφανίζεται ιλύς στο τελευταίο στρώμα καθώς και στα 2,5-2,7 m (εικόνα 4.2.5.).



Εικόνα 4.2.5. Λιθοστρωματογραφική περιγραφή της γεώτρησης HAL 3

Οι συνθήκες απόθεσης της HAL 3 δείχνουν ένα ήρεμο περιβάλλον, όπου εμφανίζεται η ιλύς και ένα περιβάλλον υψηλής ενέργειας όπου εμφανίζεται η λεπτόκοκκη άμμος. Αυτό συμβαίνει, διότι υπάρχουν περίοδοι όπου έχουμε μεγαλύτερη επίδραση από τη θάλασσα και περίοδοι όπου η περιοχή είναι πιο κλειστή με ήρεμα και στάσιμα νερά (Pavlopoulos *et al.*, 2013).

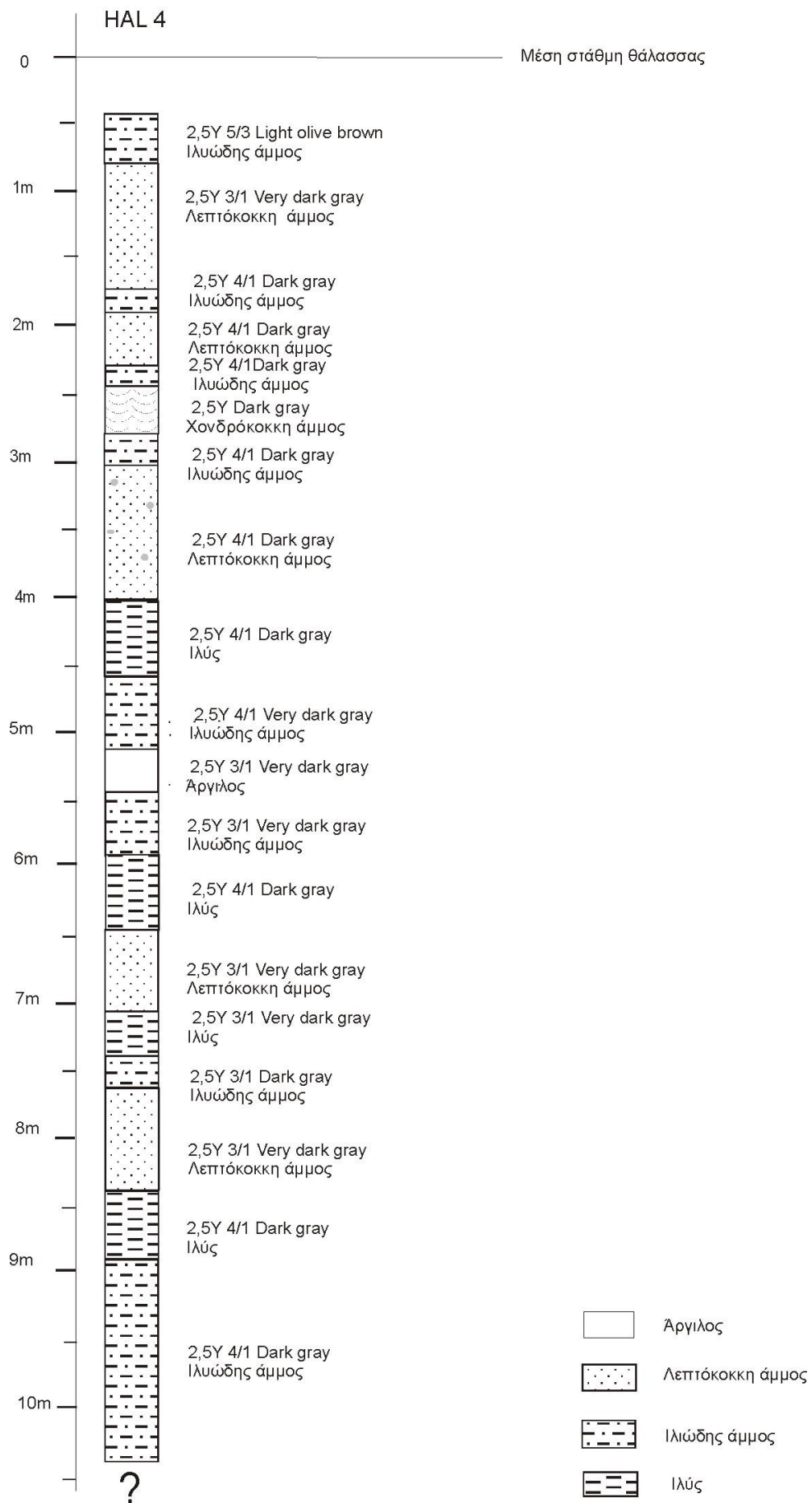
Γεώτρηση HAL 4

Η θέση δειγματοληψίας της γεώτρησης HAL 4 είναι πολύ κοντά στο σημερινό άνοιγμα της λιμνοθάλασσας προς τη θάλασσα (εικόνα 2.4. κεφ.2). Το υψόμετρο της είναι τα 0,46 m κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας και το βάθος της φτάνει τα 10,5 m, στο οποίο όμως δεν βρέθηκε το υπόβαθρο όπως στις προηγούμενες γεωτρήσεις (εικόνα 4.2.6.). Το χρώμα των ιζημάτων κυμαίνεται από γκρι έως πολύ σκούρο γκρι, εκτός από τον πρώτο ορίζοντα ο οποίος εμφανίζει ανοιχτό καστανό–πράσινο χρώμα.

Τα ιζήματα της αποτελούνται από άμμο, ιλυώδη άμμο μέχρι και λεπτόκοκκη άμμο, εμφανίζεται και ένας ορίζοντας χονδρόκοκκης άμμου στα 2,5-2,7 m. Η ιλύς εναλλάσσεται με τους ορίζοντες άμμου και εμφανίζεται στα 4-4,5 m, 5,9-6,5 m, 7,1-7,3 m και στα 8,4-8,9 m. Εμφανίζεται και ένα στρώμα αργίλου στα 5,1-5,4 m.

Κατά μήκος της γεώτρησης, σε διαφόρους ορίζοντες, υπάρχουν γωνιώδη θραύσματα από όστρακα, συγκεκριμένα, εμφανίζονται στα 0,7-2,2 m, στη συνέχεια στα 2,7-4 m, στα 5,5-6,5 m στα 8,5-9 m.

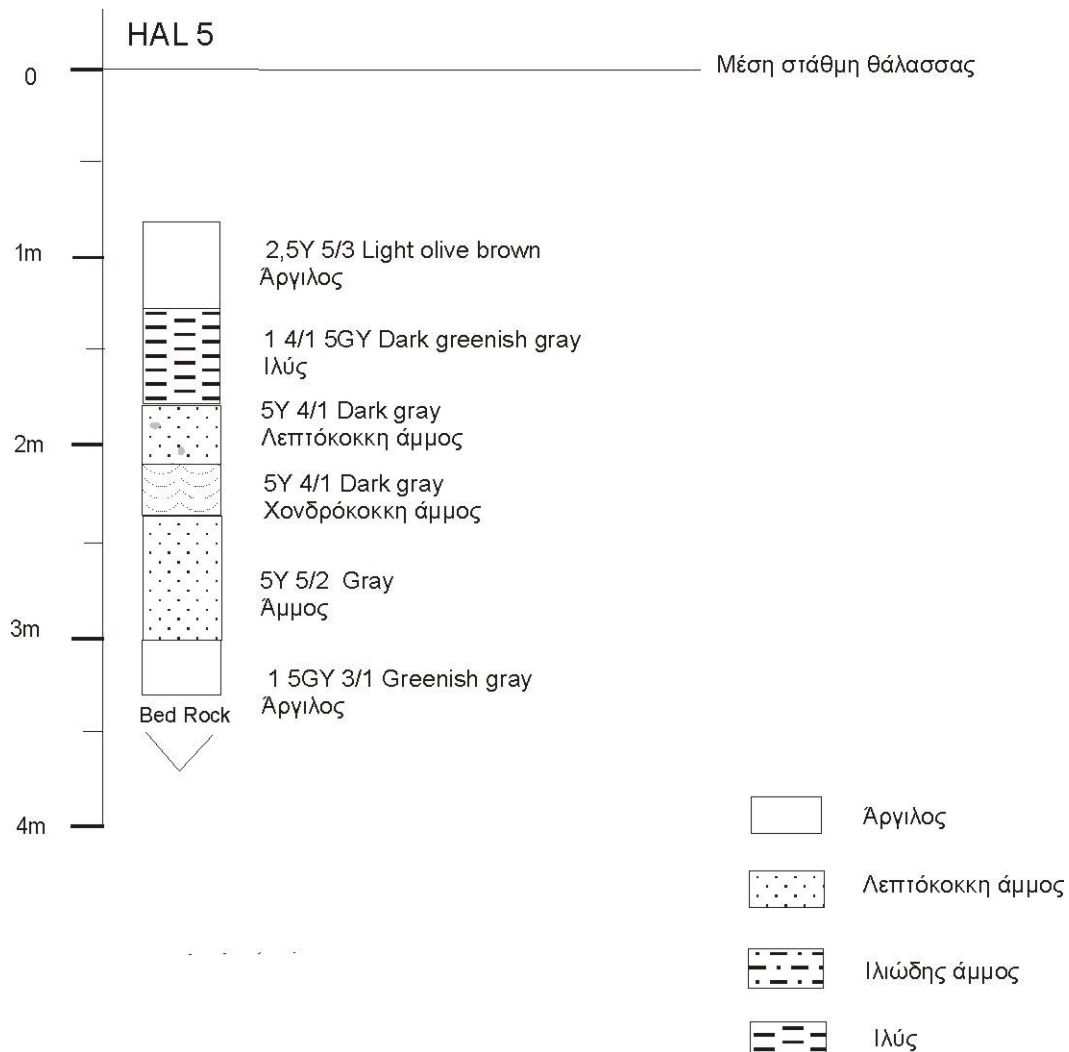
Από τα 4 έως τα 6 m της γεώτρησης βρέθηκαν ρίζες ποσειδωνίας, οι οποίες δείχνουν θαλάσσια επίδραση (Morhange *et al.*, 2000), και βελόνες αχινού.



Εικόνα 4.2.6. Λιθοστρωματογραφική περιγραφή της γεώτρησης HAL 4

Γεώτρηση HAL 5

Η γεώτρηση HAL 5 βρίσκεται στο βορειότερο άκρο της λιμνοθάλασσας Αλυκής, κοντά στο αμμώδες παραλιακό φράγμα (εικόνα 2.4. κεφ.2.).



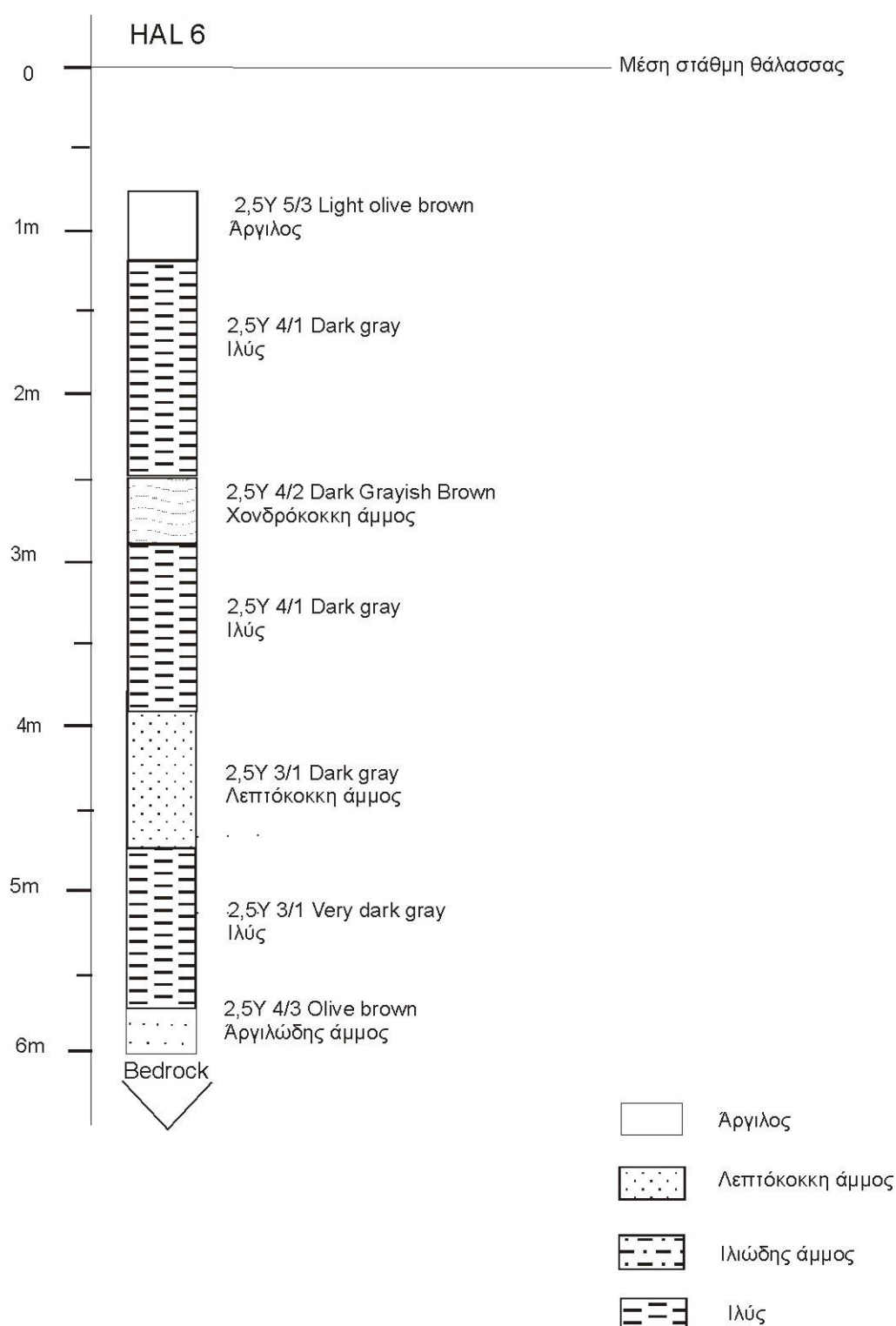
Εικόνα 4.2.7. Λιθοστρωματογραφική περιγραφή της γεώτρησης HAL 5

Το βάθος της γεώτρησης είναι τα 3,4 m, στα οποία φτάνει στο υπόβαθρο, ενώ το υψόμετρο της είναι τα 0,8 m κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας. Το χρώμα των οριζόντων της κυμαίνεται από γκρι μέχρι σκούρο γκρι, εμφανίζεται το πράσινο-γκρι και το καστανό-πράσινο χρώμα.

Όσον αφορά στην κοκκομετρική σύσταση των ιζημάτων, το κάθε στρώμα έχει και διαφορετική κοκκομετρία, η οποία κυμαίνεται από άργιλο μέχρι χονδρόκοκκη άμμο (εικόνα 4.2.7.). Παρουσιάζει έντονες εναλλαγές στις συνθήκες απόθεσης των ιζημάτων, με την παρουσία της αργίλου και της ιλύος μέχρι τα 1,7 m. Στη συνέχεια, μέχρι τα 3 m, εμφανίζεται η

άμμος. Το τελευταίο στρώμα αποτελείται από άργιλο και δείχνει το υπόβαθρο της σημερινής λιμνοθάλασσας.

Γεώτρηση HAL 6



Εικόνα 4.2.8. Λιθοστρωματογραφική περιγραφή της γεώτρησης HAL 6.

Η θέση δειγματοληψίας της γεώτρησης HAL 6 φαίνεται στην εικόνα 2.4. στο κεφ.2. Το βάθος της είναι 6 m, όπου και φτάνει στο υπόβαθρο, ενώ το ύψος της είναι τα 0,78 m κάτω από τη στάθμη της θάλασσας.

Η κοκκομετρική σύσταση των ιζημάτων της ποικίλει από ιλύ, που είναι επικρατέστερη, εμφανίζεται άργιλος από τα 0,60-1,20 m της γεώτρησης και αργιλώδης άμμος στα 3-3,40 m, και ενδιάμεσα έχουμε χονδρόκοκκη άμμο στα 2,5-2,9 m και λεπτόκοκκη άμμο στα 3,9-4,7 m (εικόνα 4.2.8.). Το χρώμα των ιζημάτων είναι σκούρο γκρι μέχρι πολύ σκούρο γκρι, στον τελευταίο και στον πρώτο ορίζοντα έχουμε καστανό-πράσινο χρώμα. Από τα 3,9 m έως τα 5,6 m βρέθηκαν θραύσματα από όστρακα.

Η στρωματογραφία της γεώτρησης HAL 6, που αποτελείται από ιλύ, χαρακτηρίζει τα χαμηλής ενέργειας περιβάλλοντα, ενώ από τα 4 m η εμφάνιση της λεπτόκοκκης άμμου και των οστράκων στον ορίζοντα της ιλύος δείχνουν θαλάσσια επίδραση.

Στα 0,70-1,10 m της γεώτρησης εντοπίστηκε γύψος, και στα 5 m βάθος της γεώτρησης βρέθηκαν ρίζες ποσειδωνίας.

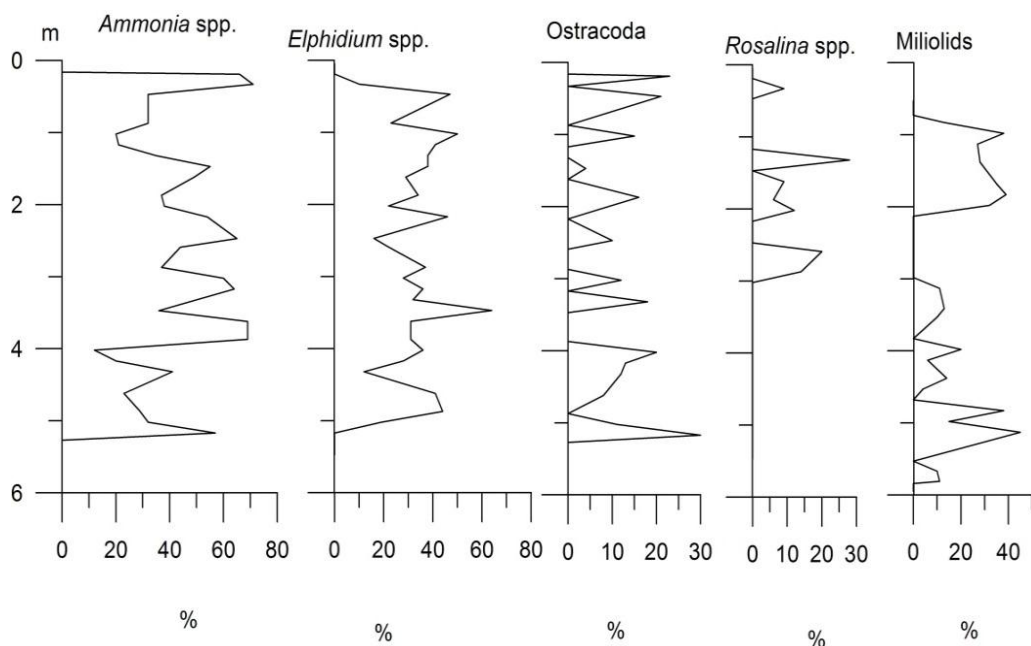
4.3. Μικροπαλαιοντολογική ανάλυση

4.3.1. Μικροπαλαιοντολογική ανάλυση δειγμάτων της γεώτρησης IFE2 στην περιοχή της Ηφαιστίας

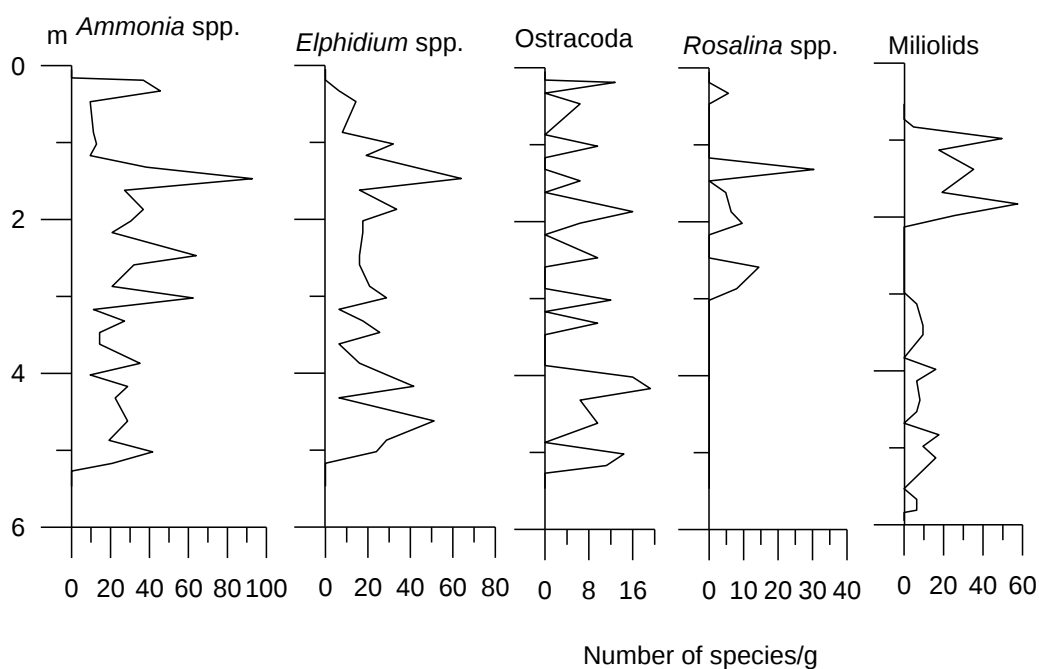
Με την μικροπαλαιοντολογική ανάλυση, που πραγματοποιήθηκε στα 32 δείγματα της γεώτρησης, IFE2 βρέθηκαν 4 γένη βενθονικών τρηματοφόρων και 3 γένη οστρακωδών. Στα πρώτα εκατοστά της ιζηματολογικής κολόνας μέχρι τα 0,19 m καθώς και στα τελευταία στρώματα από τα 5,27–5,47 m βρέθηκαν ελάχιστα απολιθώματα. Από τα 1,17-3,02 m βρέθηκαν κελύφη του δίθυρου μαλάκιου *Cerastoderma glaucum*, τα οποία χρησιμοποιήθηκαν για τη γεωχρονολόγηση. Η *Cerastoderma glaucum* παρουσιάζει μεγάλη αφθονία σε λιμνοθάλασσες που έχουν καλή επικοινωνία με τη θάλασσα. Προτιμά και τα προστατευμένα περιβάλλοντα χαμηλής ενέργειας, διότι ενοχλείται από τη δράση των κυμάτων (Pavlopoulos *et al.*, 2010).

Στην πανίδα των τρηματοφόρων τα επικρατέστερα είδη είναι της *Ammonia* με ποσοστά (20-70%) και του *Elphidium* με ποσοστά (20-60%) (εικόνα 4.3.1.). Τα ποσοστά των *Miliolids* κυμαίνονται από 10-40% με μέση τιμή 13%, η *Rosalina* παρουσιάζει ποσοστά κάτω του 30%, το ίδιο συμβαίνει και με τα οστρακώδη. Από τα οστρακώδη εμφανίζονται, το είδος *Cyprides torosa*, που βρέθηκε σε βάθη γεώτρησης 1,17 m και 4,05-5,17 m, το γένος *Heterocypris*, που βρέθηκε στα 2 m και το θαλάσσιο γένος της *Loxosconcha* στο διάστημα μεταξύ 2,5-3,3 m.

Όσο αφορά τις απόλυτες συγκεντρώσεις των τρηματοφόρων, τα είδη της *Ammonia* spp. έχουν περισσότερα άτομα, 60-100 άτομα σε κάθε g, από τα 1,8 m–3 m της γεώτρησης, ενώ τα είδη του *Elphidium* spp. παρουσιάζουν στα 1,5 m, 4 m και 4,5 m τον μεγαλύτερο αριθμό ατόμων, από 50-70 άτομα ανά g. Η μεγαλύτερη συγκέντρωση σε όλα τα είδη εμφανίζεται στα 1-2 m της γεώτρησης, εκτός από τα οστρακώδη στα οποία εμφανίζεται στα 4 m (εικόνα 4.3.2.).



Εικόνα 4.3.1. Σχετική αφθονία των επικρατέστερων τρηματοφόρων στη γεώτρηση IFE2 (Sidiropoulou *et al.*, 2014)



Εικόνα 4.3.2. Απόλυτες συγκεντρώσεις βενθονικών τρηματοφόρων στη γεώτρηση IFE 2.

Ο δείκτης επικράτησης D έχει τιμές από 0,25-0,5, με μέση τιμή 0,36, ενώ ο δείκτης ποικιλότητας H(s) παρουσιάζει χαμηλές τιμές με διακύμανση από 0,8-1,47, και μέση τιμή 1,15.

Ο δείκτης AEI έχει μεγάλη διακύμανση από 25-93, με μέση τιμή 56 (πίνακας 4.3.1). Η χαμηλή επικράτηση με τη μέση ποικιλότητα και το χαμηλό δείκτη AEI δείχνουν περιβάλλον με χαμηλή περιβαλλοντική πίεση και γενικά σταθερές συνθήκες.

4.3.2. Μικροπαλαιοντολογική ανάλυση δειγμάτων των γεωτρήσεων στην περιοχή της Αλυκής

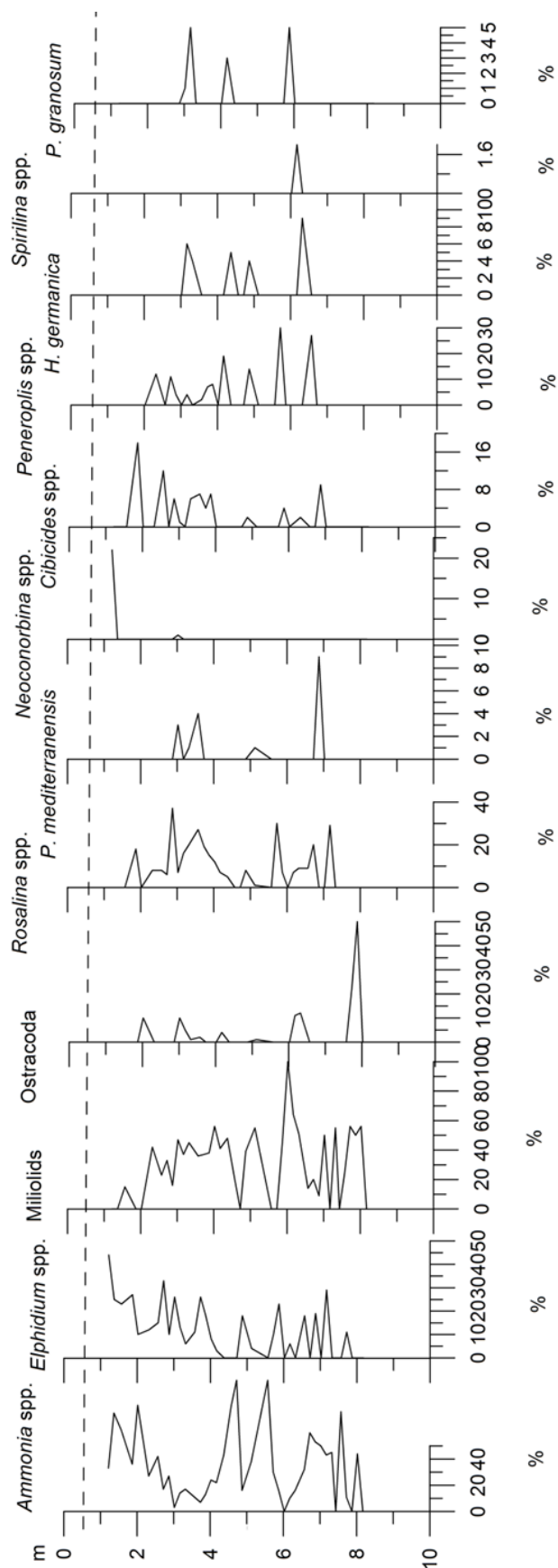
Γεώτρηση HAL 1

Το μήκος της γεώτρησης είναι 8,32 m φτάνοντας στο υπόβαθρο της λιμνοθάλασσας με απόλυτο υψόμετρο -0,467 m.

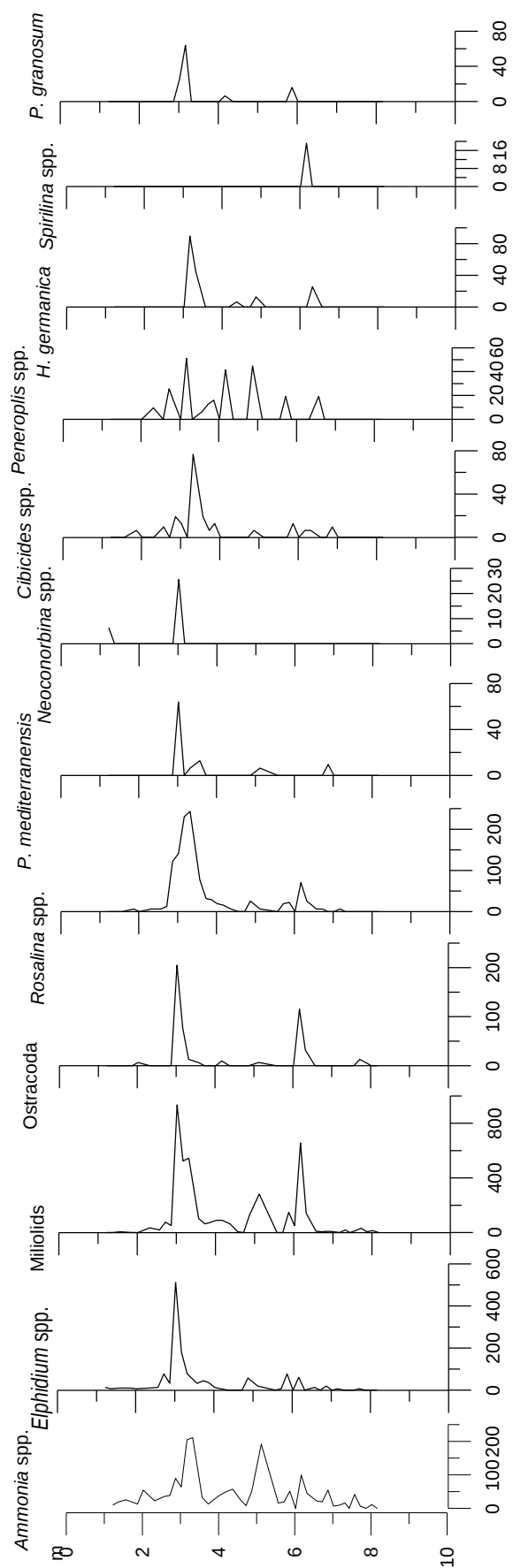
Για τη μικροπαλαιοντολογική ανάλυση μελετήθηκαν 41 δείγματα, τα οποία λήφθηκαν σε όλο το μήκος της γεώτρησης. Εντοπίστηκαν 12 γένη βενθονικών τρηματοφόρων και 5 γένη οστρακωδών. Τα επικρατέστερα είδη είναι αυτά της οικογένειας των Miliolids (20-70%), ακολουθούν τα είδη του γένους Ammonia (40-60%). Τα είδη του γένους Elphidium έχουν ποσοστά 10-40%. Ακολουθεί το γένος Rosalina με ποσοστά 10-30%. Η παρουσία των γενών των Peneoplis, Cibicides και των οστρακωδών είναι κάτω του 20%. Σε μικρότερο ποσοστό (<10%) επικρατούν τα είδη *Haynesina germanica*, *Planorbulina mediterraneensis*, *Porosonion granosum* και το γένος Spirulina, το οποίο εμφανίζεται στα 6 m της γεώτρησης (εικόνα 4.3.3.). Τα γένη των οστρακωδών είναι τα ολιγόαλα *Lymnocythere* και *Ilyocypris*, τα γένη των γλυκών νερών *Sarscyridopsis* και *Criptocandona* και το θαλάσσιο γένος *Loxococoncha*. Όλα τους εμφανίζονται από τα 3-8 m βάθους της γεώτρησης.

Οι απόλυτες συγκεντρώσεις ατόμων έχουν τις μεγαλύτερες τιμές σε όλα τα είδη στα 3-3,4 m της γεώτρησης (4.3.4). Τα είδη των Miliolids έχουν τον μεγαλύτερο αριθμό ατόμων που φτάνει στα 950 ανά g. Στα είδη των Elphidium η μεγαλύτερη συγκέντρωση είναι τα 500 άτομα ανά g. Τα είδη των Ammonia, Miliolids και Rosalina έχουν τη μεγαλύτερη συγκέντρωση των 200-250 ατόμων ανά g του δείγματος.

Στο διάστημα μεταξύ των 3-4 m εντοπίστηκαν βελόνες αχινού, θρυμματισμένα όστρακα και ρίζες ποσειδωνίας. Οι ρίζες ποσειδωνίας δείχνουν άμεση θαλάσσια επίδραση (Morhange *et al.*, 2000).



Εικόνα 4.3.3. Σχετική αφθονία των επικρατέστερων τρηματοφόρων στη γεώτρηση HAL1 (Sidiropoulou *et al.*, 2014)



Εικόνα 4.3.4. Απόλυτες συγκεντρώσεις βενθονικών τρηματοφόρων στη γεώτρηση HAL1

Από τη στατιστική μελέτη προκύπτει ότι η επικράτηση D έχει μεγάλο εύρος τιμών από 0,2-0,93, με μέση τιμή 0,36. Οι υψηλές τιμές του δείκτη, δείχνουν αυξημένη ποικιλοότητα των ειδών. Ο δείκτης H(s) έχει τιμές από 0,13-1,79 με μέση τιμή 1,25. Ο δείκτης AEI έχει μεγάλη διακύμανση τιμών από 22-90 με μέση τιμή 66 (πίνακας 4.3.1.).

4.3.1. Πίνακας με τις μέσες τιμές των στατιστικών δεικτών

Γεωτρήσεις	Ποικιλοότητα H (s)	Επικράτηση D	AEI
IFE 2	1,15	0,36	56
HAL 1	1,25	0,36	64
HAL 2	1,24	0,34	79
HAL 3	1,31	0,32	83
HAL 4	1,34	0,32	74
HAL 5	1,04	0,41	88
HAL 6	1,11	0,39	81

Γεώτρηση HAL2

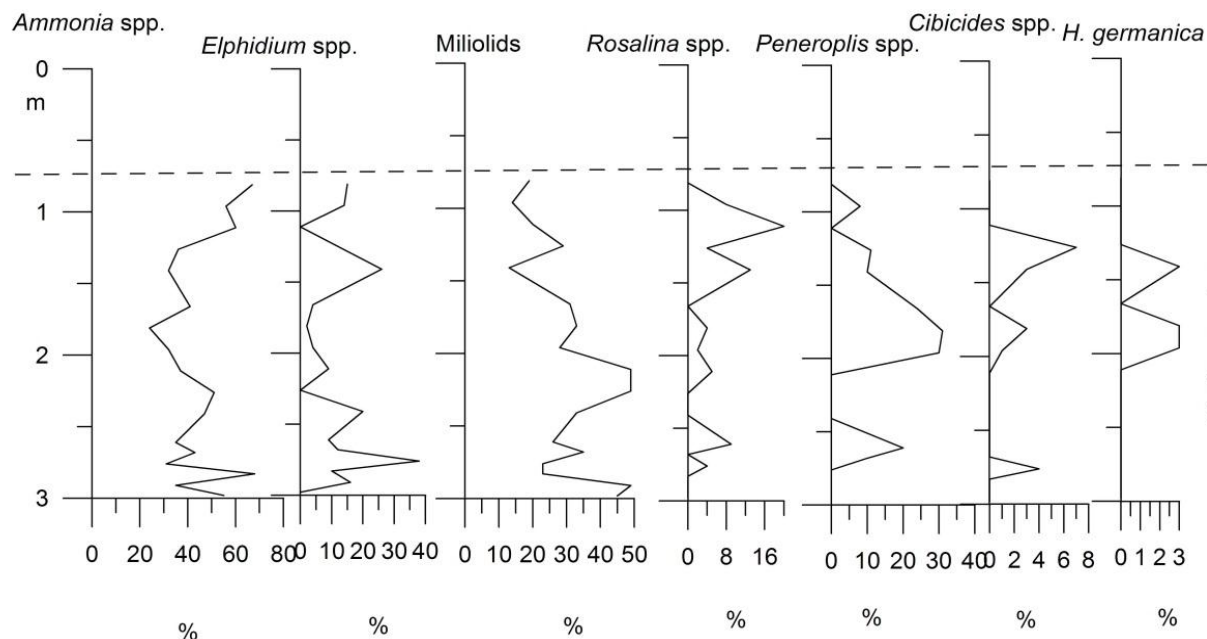
Η γεώτρηση έχει μήκος 3m όπου και φτάνει στο υπόβαθρο της λιμνοθάλασσας, το απόλυτο υψόμετρο της είναι τα -0,56 m.

Μελετήθηκαν 17 δείγματα στα οποία προσδιορίστηκαν συνολικά 7 γένη μικροπανίδας. Η πανίδα των τρηματοφόρων χαρακτηρίζεται από τη επικράτηση του γένους *Ammonia* (30-60%) και του γένους *Miliolids* (20-50%). Ακολουθούν το γένος *Elphidium* (10-40%), το γένος *Peneroplis* (10-30%) και το γένος *Rosalina* (10-16%). Σε μικρή αναλογία (>10%) εντοπίζονται τα είδη *Haynesina germanica* και το γένος *Cibicides* (εικόνα 4.3.5).

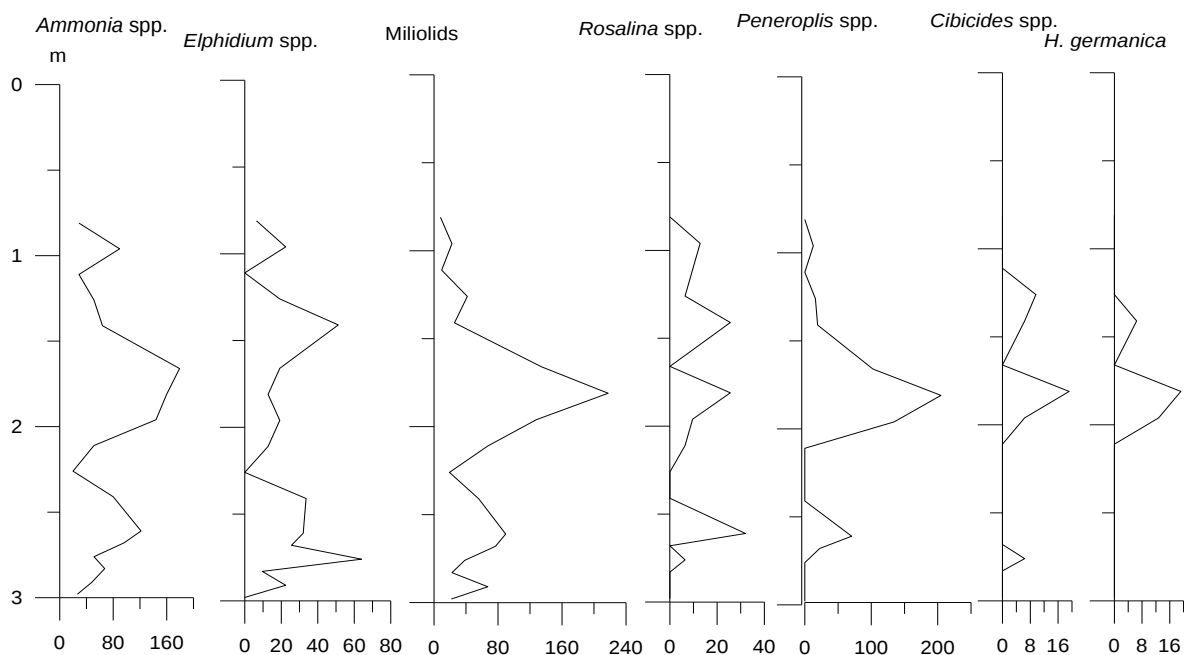
Βάσει της συγκέντρωσης των ατόμων του κάθε είδους στο δείγμα, φαίνεται ότι ο μεγαλύτερος αριθμός ατόμων εμφανίζεται στα 1,7-1,8 m για τα είδη *Miliolids*, *Ammonia* και *Peneroplis* με 200 άτομα, και τη *Haynesina germanica* και *Cibicides* με 20 άτομα ανά g. Τα είδη

του *Elphidium* spp. παρουσιάζουν το μεγαλύτερο αριθμό ατόμων (50 άτομα) στα 1,4 m. Τα είδη της *Rosalina* spp. έχουν τη μεγαλύτερη συγκέντρωση 32 άτομα στα 2,5 m (εικόνα 4.3.6.).

Ο δείκτης της επικράτησης D των ειδών έχει τιμές από 0,21-0,48 με μέση τιμή 0,34, ενώ ο δείκτης ποικιλότητας H(s) έχει τιμές από 0,76-1,69 με μέση τιμή 1,24. Ο δείκτης AEI κυμαίνεται μεταξύ 44-97 με μέση τιμή 79 (πίνακας 4.3.1.).



Εικόνα 4.3.5. Σχετική αφθονία των επικρατέστερων τρηματοφόρων στη γεώτρηση HAL2 (Sidiropoulou *et al.*, 2014)

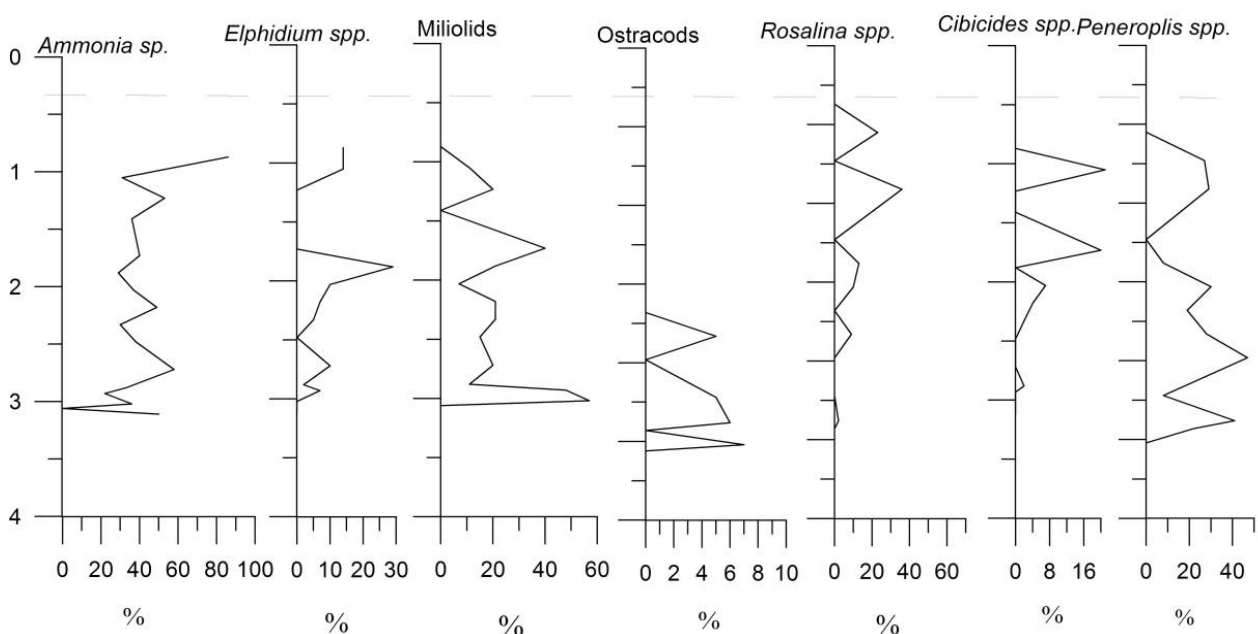


Εικόνα 4.3.6. Απόλυτες συγκεντρώσεις βενθονικών τρηματοφόρων στη γεώτρηση HAL2

Γεώτρηση HAL 3

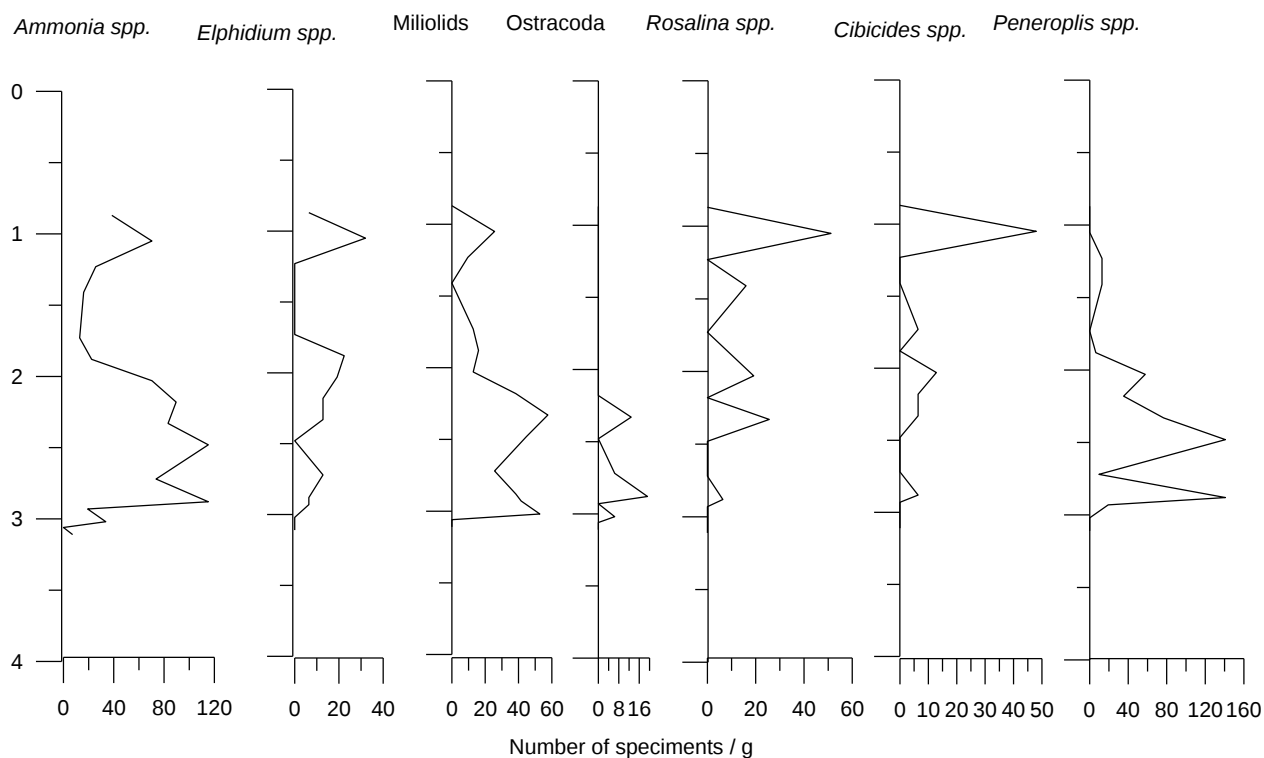
Η γεώτρηση HAL 3 έχει μήκος 3,11 m και απόλυτο υψόμετρο - 0,62 m.

Για τη μικροπαλαιοντολογική μελέτη λήφθηκαν 16 δείγματα κατά μήκος της γεώτρησης, στα οποία βρέθηκαν 7 γένη βενθονικών τρηματοφόρων και 3 γένη οστρακωδών. Η αφθονία των ειδών της *Ammonia* είναι 20-80%, και των ειδών των *Miliolids* είναι 20-60%. Ακολουθεί το ποσοστό των ειδών του *Peneroplis*, με τιμές 10-50%. Η παρουσία των ειδών *Rosalina* και *Elphidium* είναι 10-30 %, ενώ τα *Cibicides* έχουν ποσοστά από 10-20%. Τέλος τα γένη των οστρακωδών παρουσιάζουν τη μικρότερη αναλογία με ποσοστά κάτω του 10% (εικόνα 4.3.7.). Τα τρία γένη των οστρακωδών που βρέθηκαν ανήκουν στα *Herpetocypris*, *Cypridae* και *Loxosconcha* και εμφανίζονται από τα 2,5-3,5m της γεώτρησης.



Εικόνα 4.3.7. Σχετική αφθονία των επικρατέστερων τρηματοφόρων στη γεώτρηση HAL3 (Sidiropoulou *et al.*, 2014)

Οι απόλυτες συγκεντρώσεις των ειδών *Elphidium*, *Rosalina* και *Cibicides* έχουν τις μεγαλύτερες τιμές, 30, 50 και 48 άτομα/g αντίστοιχα, στο 1m της γεώτρησης HAL3. Τα είδη της *Ammonia*, *Miliolids* και *Peneroplis* έχουν τη μεγαλύτερη συγκέντρωση ατόμων στο διάστημα μεταξύ 2,5 και 3 m, με αριθμό ατόμων 120, 60 και 140 αντίστοιχα (εικόνα 4.3.8.).



Εικόνα 4.3.8. Απόλυτες συγκεντρώσεις βενθονικών τρηματοφόρων στη γεώτρηση HAL3

Από τη στατιστική επεξεργασία προκύπτει ότι ο δείκτης της επικράτησης D έδωσε τιμές από 0,21-0,52 με μέση τιμή 0,32, ενώ ο δείκτης της ποικιλοότητας H(s) έχει τιμές από 0,9-1,6 με μέση τιμή 1,31. Ο δείκτης AEI παρουσιάζει υψηλές τιμές από 50-100 με μέση τιμή 83 (πίνακας 4.3.1.).

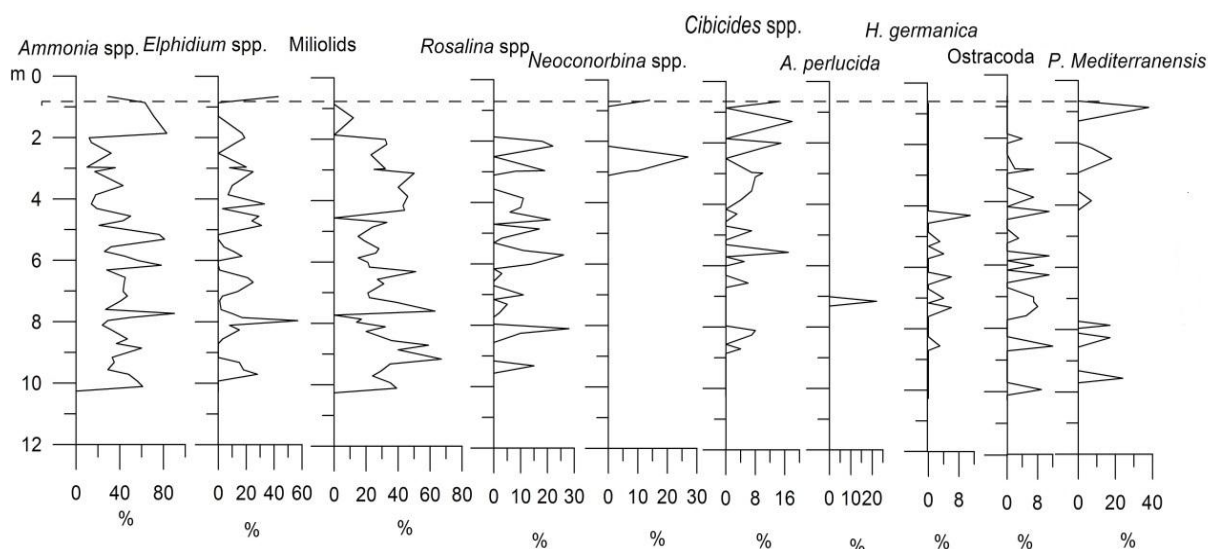
Γεώτρηση HAL4

Η γεώτρηση έχει μήκος 10,26 m και δεν διατρύπα το υπόβαθρο της λιμνοθάλασσας. Το απόλυτο υψόμετρο της είναι τα -0,46 m.

Για τη μικροπαλιοντολογική μελέτη χρησιμοποιήθηκαν 46 δείγματα, στα οποία εντοπίστηκαν 10 γένη βενθονικών τρηματοφόρων και 5 γένη οστρακωδών. Την πανίδα με τη μεγαλύτερη αφθονία παρουσιάζει το γένος *Ammonia* (20-85%), ακολουθούν τα είδη της

οικογένειας των Miliolids (20-65%). Το είδος *Planorbulina mediterranensis* και το γένος *Elphidium* παρουσιάζουν ποσοστά 20-40%. Ποσοστά από 10-30% έχει το γένος *Rosalina*, ακολουθεί το γένος *Cibicides* με ποσοστά μικρότερα του 20%. Τα είδη *Haynesina germanica* και τα οστρακώδη παρουσιάζουν τη μικρότερη επικράτηση (>10%). Τα είδη *Aubignyna perlucida* και το γένος *Neocoenobina* έχουν ποσοστά 20%. Το πρώτο εμφανίζεται στα 7 m βάθος και το δεύτερο στα 2-3 m (εικόνα 4.3.9.).

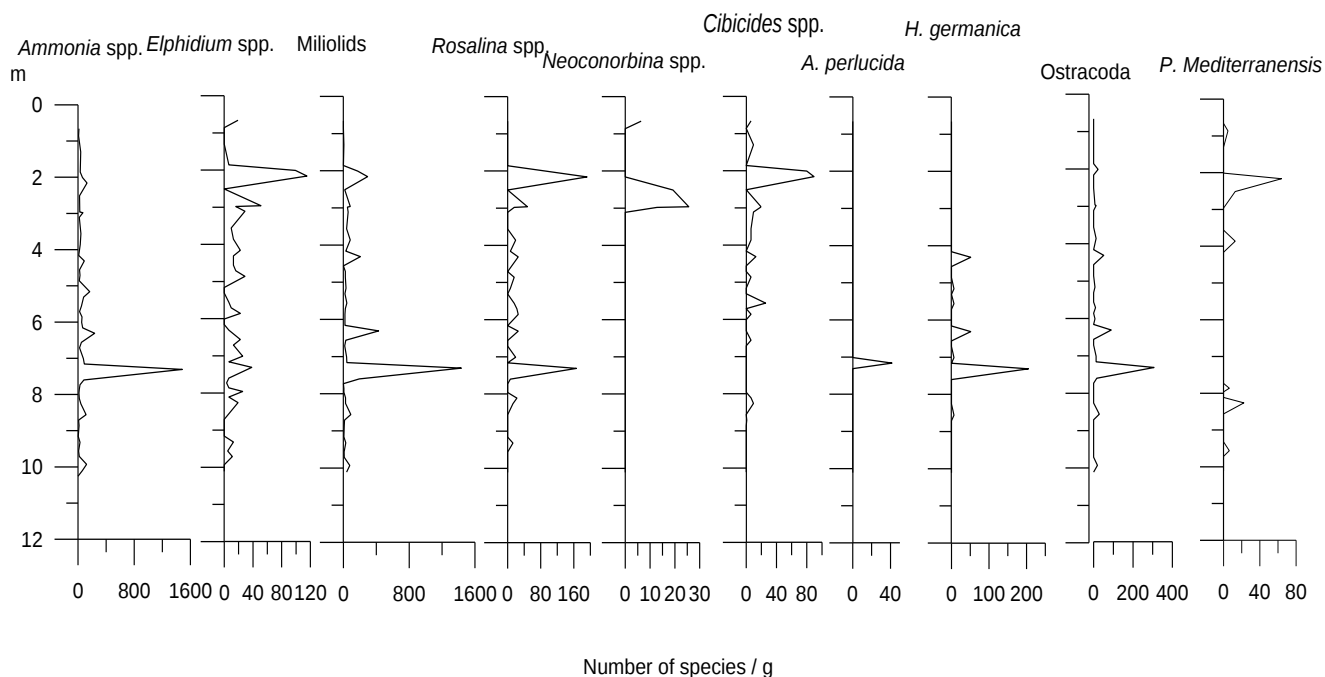
Τα γένη των οστρακωδών ανήκουν στα ολιγόαλα *Lymnocythere*, *Drawianodea*, *Ilyocypris*, *Candona* και στο θαλάσσιο *Loxosconcha*. Εντοπίζονται από 2,01 μέχρι τα 9,5 m βάθος της γεώτρησης.



Εικόνα 4.3.9. Σχετική αφθονία των επικρατέστερων τρηματοφόρων στη γεώτρηση HAL4.

Τα είδη *Ammonia*, *Miliolids*, *Ostracoda* και η *Haynesina germanica* παρουσιάζουν τη μεγαλύτερη συγκέντρωση 1500, 1400, 300 και 200 άτομα ανά g αντίστοιχα, στα 7,5 m βάθος της γεώτρησης. Ενώ τα είδη *Elphidium*, *Rosalina* και *Cibicides* παρουσιάζουν τη μεγαλύτερη συγκέντρωση στα αρχικά μέτρα της γεώτρησης στα 2m, με αριθμό ατόμων 120, 190 και 90 άτομα αντίστοιχα (εικόνα 4.3.10.).

Ο δείκτης επικράτησης D έχει τιμές από 0,18-0,60 με μέση τιμή 0,32. Ο δείκτης ποικιλότητας H(s) έχει τιμές από 0,66-1,82 με μέση τιμή 1,34. Ο δείκτης AEI έχει τιμές από 30-100 με μέση τιμή 74 (πίνακας 4.3.1.).

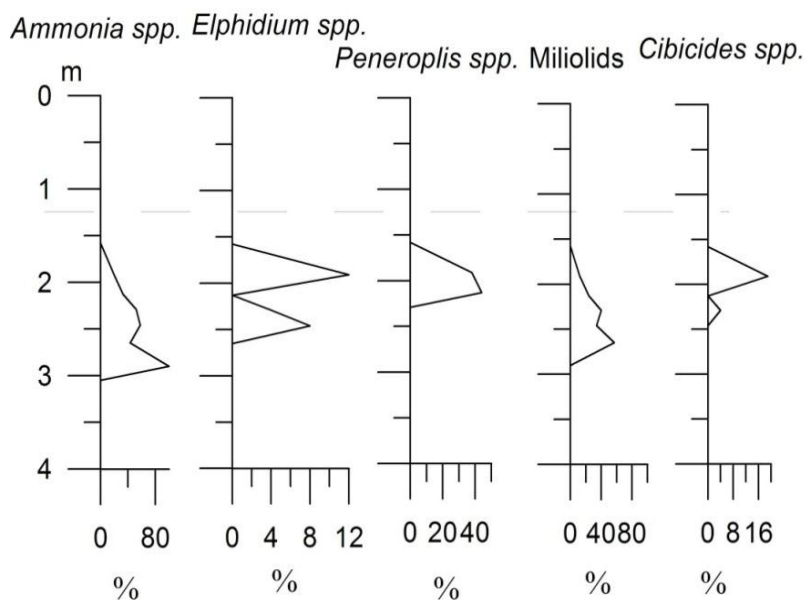


Εικόνα 4.3.10. Απόλυτες συγκεντρώσεις βενθονικών τρηματοφόρων στη γεώτρηση HAL4

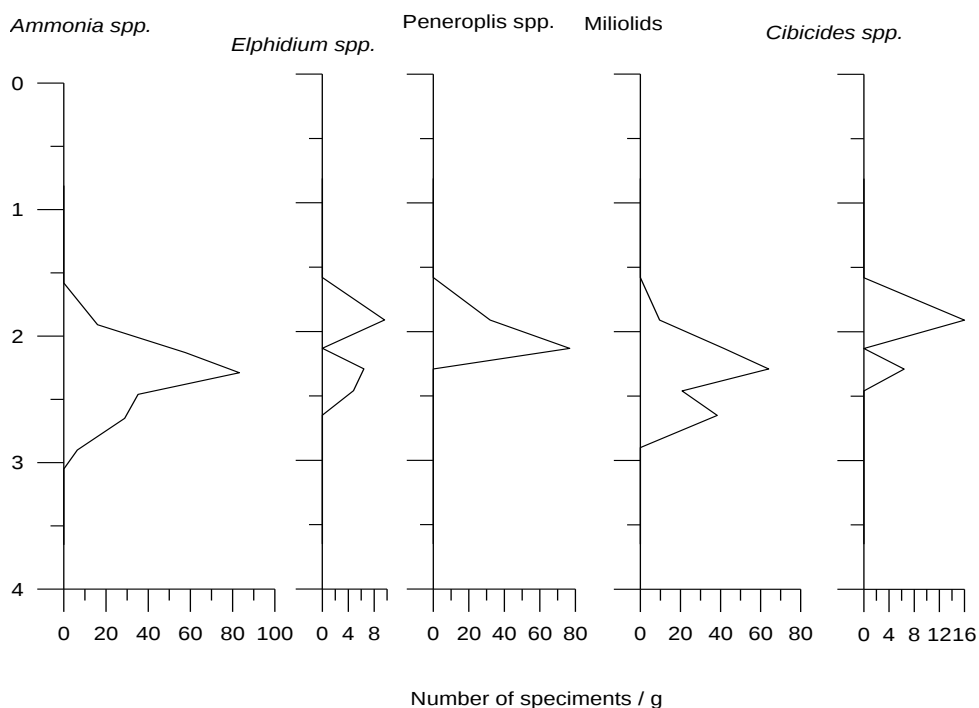
Γεώτρηση HAL 5

Το μήκος της γεώτρησης είναι τα 3,65 m, όπου φτάνει και το υπόβαθρο της λιμνοθάλασσας. Το απόλυτο υψόμετρο της είναι τα -0,8 m. Μελετήθηκαν 16 δείγματα από τη γεώτρηση, στα οποία απολιθώματα βρέθηκαν στα 1,6–3 m της γεώτρησης. Τα υπόλοιπα δείγματα στα διαστήματα 0,81-1,6 m και 3,05-3,65 m δεν είχαν απολιθώματα. Αναγνωρίστηκαν 5 γένη βενθονικών τρηματοφόρων. Τα γένη που δεσπόζουν είναι *Ammonia*, *Peneroplis* και τα είδη της οικογένειας *Miliolids*, με ποσοστά 20-60%. Το γένος *Cibicides* έχει ποσοστά κάτω του 20%, ενώ το γένους *Elphidium* έχει ποσοστά κάτω του 10% (εικόνα 4.3.11.).

Οι απόλυτες συγκεντρώσεις ατόμων των ειδών *Ammonia* (80 άτομα/g) και *Miliolids* (65 άτομα) παρουσιάζουν τη μεγαλύτερη τιμή στα 2,3 m. Τα είδη *Elphidium*, *Peneroplis* και *Cibicides* τις μεγαλύτερες συγκεντρώσεις τις έχουν στα 2m με 10, 80 και 16 άτομα ανά g (4.3.12.).



Εικόνα 4.3.11. Σχετική αφθονία των επικρατέστερων τρηματοφόρων στη γεώτρηση HAL5.



Εικόνα 4.3.12. Απόλυτες συγκεντρώσεις βενθονικών τρηματοφόρων στη γεώτρηση HAL5

Από την στατιστική επεξεργασία προκύπτει ότι η επικράτηση D κυμαίνεται από 0,42-0,68 με μέση τιμή 0,41. Ο δείκτης ποικιλότητας H(s) παρουσιάζει μικρή διακύμανση από 0,96-

1,4 με μέση τιμή 1,04. Ο δείκτης AEI έχει τις μεγαλύτερες τιμές από 62-100 με μέση τιμή 88 (πίνακας 4.3.1.). Οι υψηλές τιμές του δείκτη AEI δείχνουν συνθήκες χαμηλού οξυγόνου και αυξημένης περιβαλλοντικής πίεσης.

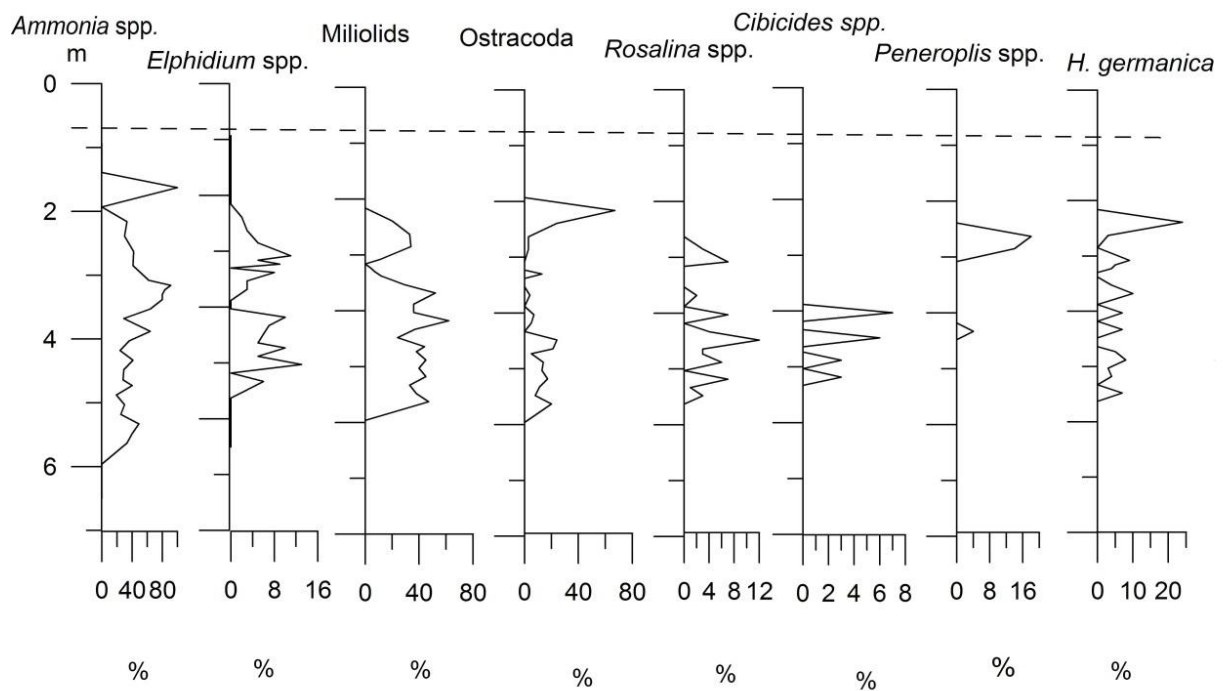
Γεώτρηση HAL 6

Η γεώτρηση έφτασε σε βάθος 6,5 m το υπόβαθρο της λιμνοθάλασσας με απόλυτο υψόμετρο τα -0,78 m.

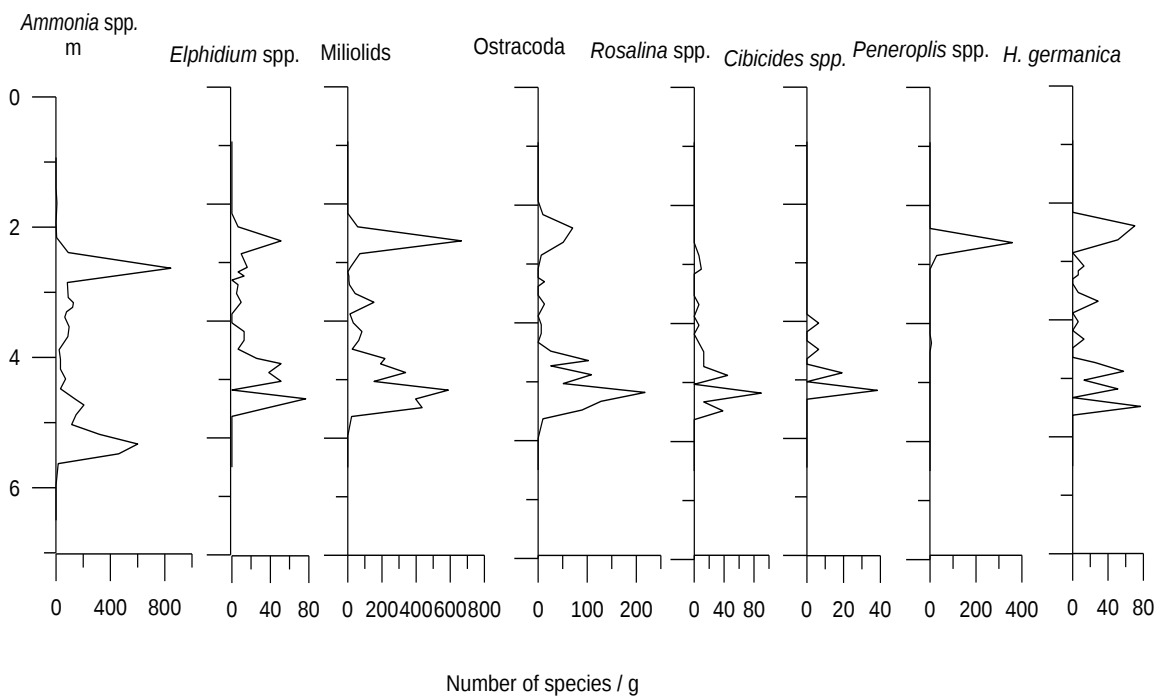
Για τη μικροπαλαιοντολογική μελέτη χρησιμοποιήθηκαν 33 δείγματα, στα οποία βρέθηκαν 8 γένη βενθονικών τρηματοφόρων και 4 γένη οστρακωδών. Στην πανίδα των τρηματοφόρων επικρατούν τα γένη *Ammonia* και τα είδη της οικογένειας *Miliolids* με ποσοστό 20-60%, ακολουθούν τα οστρακώδη με ποσοστά 20-40%. Τα γένη *Elphidium*, *Rosalina* και το είδος *Haynesina germanica* παρουσιάζουν ποσοστά (>20%), ενώ τα γένη *Peneroplis* και *Cibicides* ποσοστά (>10%) (εικόνα 4.3.13.)

Από τα γένη των οστρακωδών βρέθηκαν το θαλάσσιο *Loxosconcha* στο διάστημα από τα 5-6,26 m, τα ολιγόαλα *Cryptocandona* στα 5m, *Lymnocythere* στο διάστημα από 5,26-6,26 m και το υφάλμυρο γένος *Cypridae* από τα 3-3,45 m. Όσον αφορά στις συγκεντρώσεις των ατόμων του κάθε είδους, παρατηρείται ότι στα είδη *Ammonia*, *Miliolids* και *Peneroplis* τη μεγαλύτερη τιμή την έχουν στα 2,6 m με 850, 670, 360 άτομα/g αντίστοιχα. Τα είδη *Elphidium* με 80 άτομα/g, τα *Ostracoda* με 220 άτομα/g, η *Haynesina germanica* με 80 άτομα/g, *Rosalina* με 90 και *Cibicides* με 40 άτομα/g την μεγαλύτερη συγκέντρωση την παρουσιάζουν στα 5-5,5 m βάθος της γεώτρησης (εικόνα 4.3.14.).

Από τη στατιστική επεξεργασία προκύπτει ότι ο δείκτης επικράτησης των ειδών D έχει τιμές από 0,21-0,83 με μέση τιμή 0,41, ενώ ο δείκτης ποικιλότητας H(s) έχει τιμές από 0,36-1,62 με μέση τιμή 1,11. Ο δείκτης AEI έχει υψηλές τιμές από 69-95 με μέση τιμή 86 (πίνακας 4.3.1.).



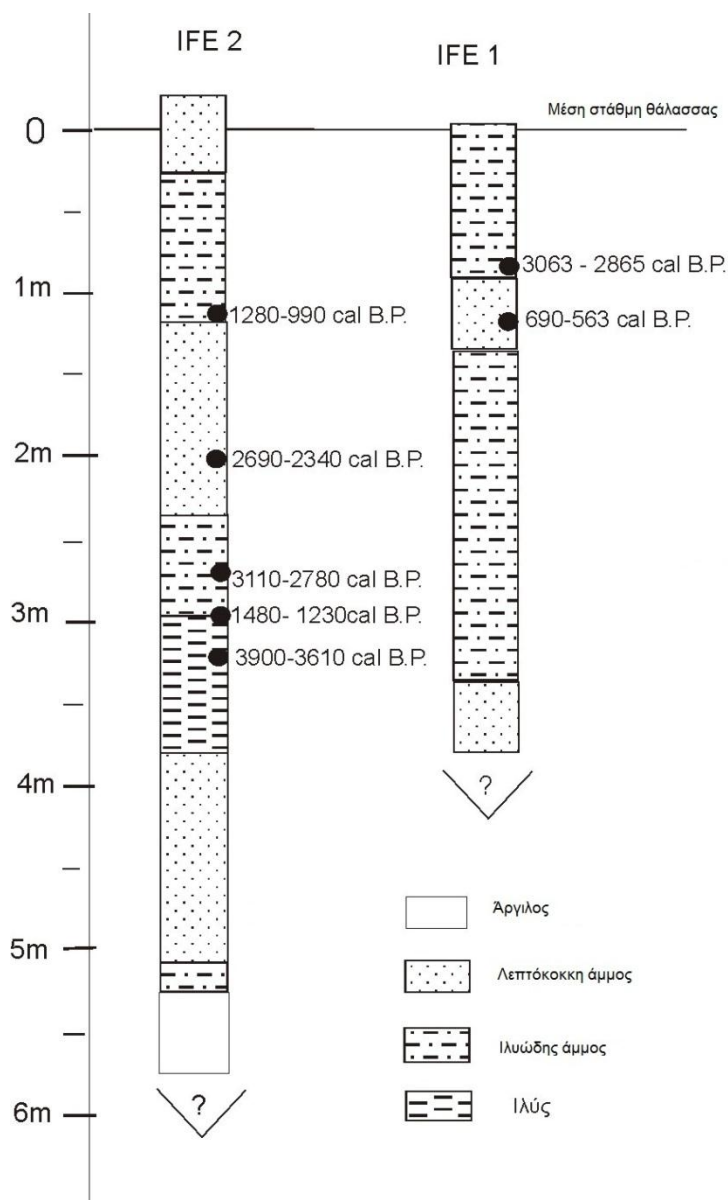
Εικόνα 4.3.13.. Σχετική αφθονία των επικρατέστερων τρηματοφόρων στην γεώτρηση HAL6 (Sidiropoulou *et al.*, 2014)



Εικόνα 4.3.14. Απόλυτες συγκεντρώσεις βενθονικών τρηματοφόρων στη γεώτρηση HAL6

4.4. Γεωχρονολογήσεις

Οι θέσεις δειγματοληψίας των δειγμάτων, από τις γεωτρήσεις στην περιοχή της Ηφαιστίας καθώς και τα αποτελέσματα των ραδιοχρονολογήσεων φαίνονται στην εικόνα 4.4.1.



Εικόνα 4.4.1. Θέσεις δειγματοληψίας με αντίστοιχες χρονολογίες στην περιοχή Ηφαιστία

Στην γεώτρηση IFE 1 της περιοχής της Ηφαιστίας, τα αποτελέσματα της χρονολόγησης έδειξαν νεώτερη ηλικία στο υπερκείμενο στρώμα σε σχέση με το υποκείμενο (εικόνα 4.4.1.). Αυτό πιθανότατα οφείλεται στην απόρριψη ιζημάτων από την περιοχή της ανασκαφής στο σημείο που έγινε η γεώτρηση. Για το λόγο αυτό τα αποτελέσματα της γεώτρησης IFE 1 δεν λήφθηκαν υπόψη στη μελέτη.

Από τη γεώτρηση IFE 2 ελήφθησαν πέντε δείγματα για χρονολόγηση, το πρώτο σε βάθος 1,26m κάτω από την μέση θαλάσσια στάθμη (msl) μέσα σε στρώμα ιλυώδους άμμου με πολύ σκούρο γκρι χρώμα, το οποίο χρονολογήθηκε σε ηλικία 990-1280 cal BP, το δεύτερο δείγμα σε βάθος 2,06m κάτω από τη msl σε στρώμα άμμου με πολύ σκούρο γκρι χρώμα με ηλικία 2340-2690 cal BP, το τρίτο σε βάθος 2,73m κάτω από τη msl έδειξε ηλικίες 2780-3100 cal BP, το τέταρτο δείγμα σε 2,92m βάθος κάτω από τη msl με ηλικία 1230-1480 cal BP και το τελευταίο σε 3,12m βάθος κάτω από τη msl χρονολογήθηκε με ηλικίες από 3610-3900 cal BP. Το τέταρτο δείγμα με βάθος 2,92m κάτω από τη msl, παρουσιάζει ασυνέχεια με τα υπόλοιπα δείγματα, πράγμα που προφανώς οφείλεται σε μεταφορά του απανθρακωμένου υλικού.

Στην γεώτρηση HAL 1 της περιοχής της Αλυκής λήφθηκαν επτά δείγματα. Το πρώτο δείγμα αποτελείται από όστρακο, βρέθηκε σε βάθος 1,91m κάτω από τη msl σε στρώμα από λεπτόκοκκη άμμο με μαύρο χρώμα και έδωσε ηλικίες από 1190-1430 cal BP. Το δεύτερο δείγμα, με βάθος 2,89m κάτω από τη msl σε στρώμα ιλυώδους άμμου με σκούρο γκρι χρώμα, έδωσε ηλικίες από 2496-2749 cal BP, το επόμενο δείγμα, σε βάθος 3,15m κάτω από τη msl από το ίδιο στρώμα, έδωσε ηλικίες 2366-2718 cal BP. Το τέταρτο δείγμα, σε βάθος 4,36m κάτω από τη msl σε στρώμα ιλυώδους άμμου με πολύ σκούρο γκρι χρώμα, έδωσε ηλικίες από 2752-2850 cal BP. Σε βάθος 5,04m κάτω από τη msl το πέμπτο δείγμα έδωσε ηλικίες από 3269-3444 cal BP, σε στρώμα ιλυώδους άμμου με σκούρο γκρι χρώμα. Στο ίδιο στρώμα, το επόμενο δείγμα, σε βάθος 5,31m κάτω από τη msl, έδωσε ηλικίες από 2900-3220 cal BP. Εμφανίζεται μία ασυνέχεια στη χρονολόγηση στο πέμπτο δείγμα με βάθος 5,04m κάτω από τη msl, το οποίο είναι οργανικό υλικό, και η μεγαλύτερη ηλικία που δείχνει σε σχέση με τα παρακείμενα δείγματα οφείλεται πιθανότατα στη βιοαναμόχλευση των ιζημάτων. Το τελευταίο δείγμα προέρχεται από στρώμα χονδρόκοκκης άμμου με μαύρο χρώμα σε βάθος 7,43m κάτω από τη msl και η χρονολόγηση του κυμαίνεται από 6750-7050 cal BP.

Από την HAL 4, για τη χρονολόγηση με τη μέθοδο του ραδιενεργού άνθρακα, συλλέχθηκαν τέσσερα δείγματα. Το πρώτο δείγμα, σε βάθος 2,26m κάτω από τη msl, από στρώμα λεπτόκοκκης άμμου με σκούρο γκρι χρώμα δείχνει ηλικίες 2344-2675 cal BP. Από βάθος -2,96m κάτω από τη msl, σε στρώμα ιλυώδους άμμου με σκούρο γκρι χρώμα, το επόμενο δείγμα έδωσε ηλικίες 2489-2742 cal BP. Ηλικίες 2546-2770 cal BP έδωσε το δείγμα σε βάθος 4,16m κάτω από τη msl, από στρώμα ιλύος με σκούρο γκρι χρώμα. Το τελευταίο δείγμα σε βάθος 6,03m κάτω από τη msl από στρώμα ιλύος με σκούρο γκρι χρώμα δείχνει ηλικίες 2761-2878 cal BP.

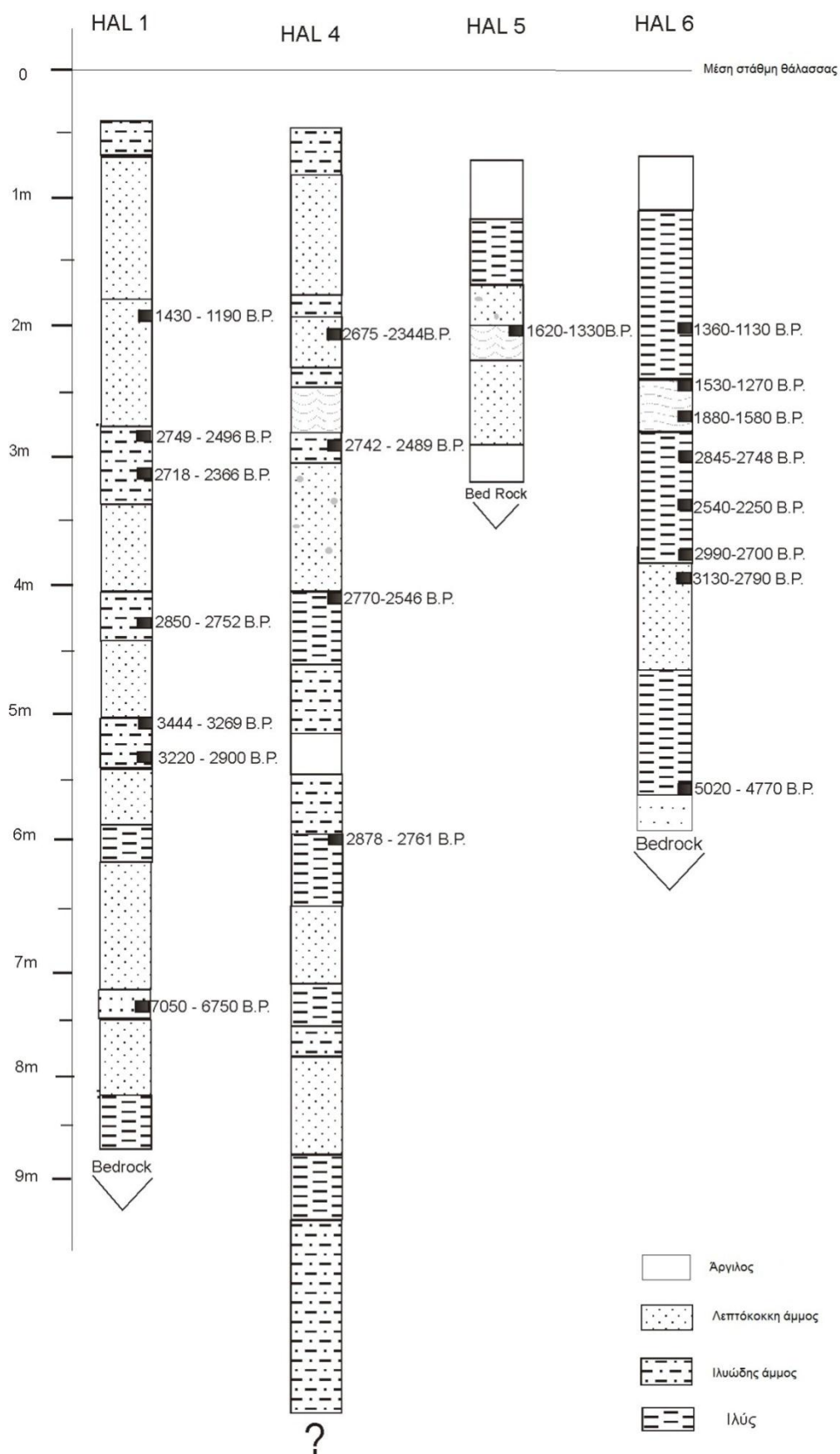
Το μοναδικό δείγμα από την HAL 5 έδωσε ηλικία 1330-1620cal BP, από στρώμα χονδρόκοκκης άμμου με σκούρο γκρι χρώμα στα 2,14m βάθος κάτω από τη msl.

Στη γεώτρηση HAL 6 το πρώτο δείγμα της από στρώμα ιλύος με σκούρο γκρι χρώμα σε βάθος 2,13m κάτω από τη msl έδωσε ηλικία 1130-1360 cal BP. Τα επόμενα δύο δείγματα από το στρώμα της χονδρόκοκκης άμμου με σκούρο καφέ-γκρι χρώμα, το ένα σε βάθος 2,44m κάτω από τη msl έδωσε ηλικία 1270-1530 cal BP και το δεύτερο σε βάθος 2,65m κάτω από τη msl έδωσε ηλικία 1580-1880 cal BP. Τρία δείγματα που προέρχονται από το ίδιο στρώμα της ιλύος σε σκούρο γκρι χρώμα έδωσαν ηλικίες, 2748- 2845 cal BP στα 3,01m βάθος κάτω από τη msl, 2250- 2540 cal BP σε βάθος 3,41m κάτω από τη msl και 2700–2990 cal BP στα 3,71m βάθος κάτω από τη msl αντίστοιχα. Το δείγμα σε βάθος 3,01m κάτω από τη msl παρουσιάζει χρονολογική ασυνέχεια σε σχέση με τα υπόλοιπα, δείχνει μεγαλύτερη ηλικία από το επόμενο δείγμα - το οποίο σε μεγαλύτερο βάθος δείχνει νεότερη ηλικία - αυτό συμβαίνει λόγω πιθανής μεταφοράς του απανθρακωμένου υλικού. Σε βάθος 3,87m κάτω από τη msl από στρώμα λεπτόκοκκης άμμου με σκούρο γκρι χρώμα το δείγμα χρονολογήθηκε με ηλικία 2970-3130cal BP, το τελευταίο δείγμα σε βάθος 5,87m κάτω από τη msl σε στρώμα ιλύος με πολύ σκούρο γκρι χρώμα έδωσε ηλικία 4770-5020 cal BP

Όλα τα δείγματα από τη γεώτρηση IFE 2 της περιοχής της Ηφαιστίας αποτελούνται από κελύφη της *Cerastoderma glaucum*. Οι ηλικίες που έδειξαν βάσει της γεωχρονολόγησης κυμαίνονται από 3900 έως 990 BP, που αντιστοιχεί στα 1950 cal B.C. μέχρι 960 cal A.D.

Οι θέσεις δειγματοληψίας των δειγμάτων από τις γεωτρήσεις στην περιοχή της λιμνοθάλασσας Αλυκής καθώς και τα αποτελέσματα των ραδιοχρονολογήσεων φαίνονται στην εικόνα 4.4.2. Στην περιοχή της Αλυκής η γεώτρηση HAL 1 χρονολογήθηκε από 7050-1190 B.P., που αντιστοιχεί στα 5100 cal B.C. μέχρι 760 cal A.D., η γεώτρηση HAL 4 έδειξε ηλικίες από 2878-2344 B.P., που αντιστοιχεί στα 928 cal B.C. μέχρι 394 cal B.C., στη γεώτρηση HAL 5 το μοναδικό δείγμα χρονολογήθηκε από 1620-1330 B.P, που αντιστοιχεί στα 330 cal A.D.-620 cal A.D. και τέλος η γεώτρηση HAL 6 χρονολογήθηκε με ηλικίες που κυμαίνονται από 5020 έως 1130 BP, που αντιστοιχεί στα 3070 cal B.C. μέχρι 820 cal A.D.

Το βάθος των δειγμάτων, ο τύπος του υλικού, τα αποτελέσματα της χρονολόγησης σε χρόνια πριν από σήμερα (BP) καθώς και τα αποτελέσματα σε ιστορικές χρονολογίες π.Χ. και μ.Χ. (B.C./A.D.) φαίνονται στον Πίνακα 4.4.1.



Εικόνα 4.4.2. Θέσεις δειγματοληψίας με αντίστοιχες χρονολογίες στην περιοχή Αλυκή.

Πίνακας 4.4.1. Αποτελέσματα χρονολόγησης των γεωτρήσεων της Ηφαιστίας και της Αλυκής τροποποιημένος (Pavlopoulos *et al.*, 2013).

Εργ. Κωδ. Δείγματος	Κωδ. Δείγματος	Βάθος m.s.l.(m)	Υλικό	cal BP	delta 13 C	2 σ calibrated B.C./A.D.		
Lyon- 5927 (SacA 15812)	HAL 1	-1,91	Shell Cerastoderma	1430	1190	1,56	520A.D.	760A.D.
Lyon-5928 (SacA 15800)	HAL 1	-2,89	organic material	2749	2496		799B.C.	546B.C.
Lyon- 5929 (SacA 15801)	HAL 1	-3,15	organic material	2718	2366		768B.C.	416B.C.
Lyon- 5930 (SacA 15802)	HAL 1	-4,36	organic material	2850	2752		900B.C.	802B.C.
Lyon- 5931 (SacA 15803)	HAL 1	-5,04	organic material	3444	3269		1494B.C.	1319B.C.
Lyon- 5932 (SacA 15813)	HAL 1	-5,31	Shell Cerastoderma	3220	2900	2,57	1270B.C.	950B.C.
Lyon- 5933 (SacA 15814)	HAL 1	-7,43	Shell Cerastoderma	7050	6750	5,73	5100B.C.	4800B.C.
Lyon- 5934 (SacA 15804)	HAL 4	-2,26	organic material	2675	2344		725B.C.	394B.C.
Lyon- 5935	HAL 4	-2,96	organic	2742	2489		792B.C.	539B.C.

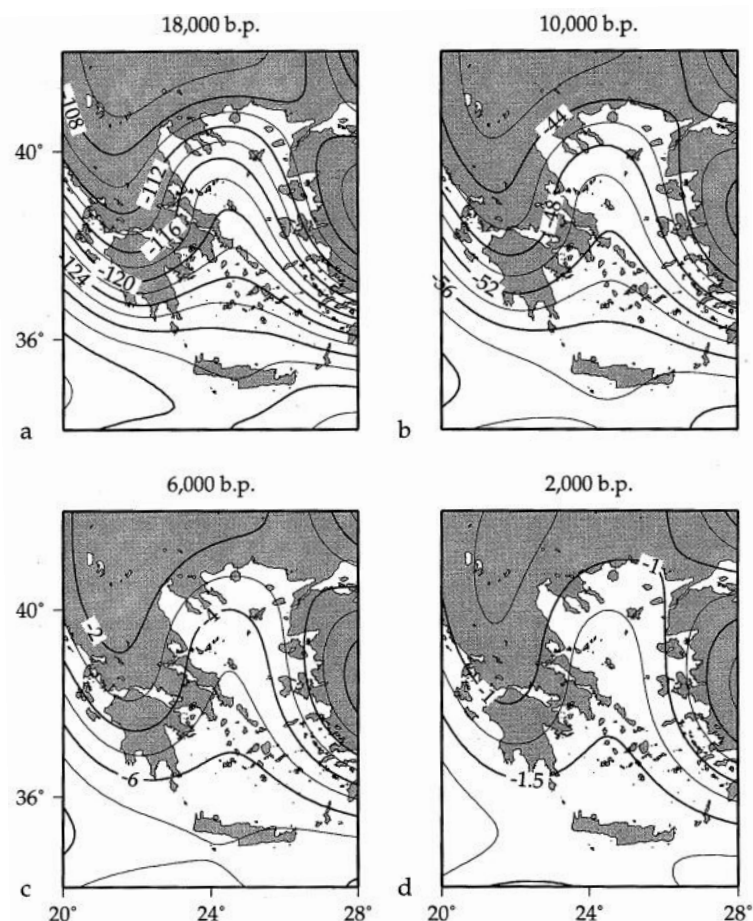
Εργ. Κωδ. Δείγματος	Κωδ. Δείγματος	Βάθος m.s.l.(m)	Υλικό	cal BP	delta 13 C	2 σ calibrated B.C./A.D.		
(SacA 15805)			material					
Lyon- 5936 (SacA 15806)	HAL 4	-4,16	organic material	2770	2546		820B.C.	596B.C.
Lyon- 5937 (SacA 15807)	HAL 4	-6,03	organic material	2878	2761		928B.C.	811B.C.
Lyon- 5938 (SacA 15815)	HAL 5	-2,14	Shell Cerastoderma	1620	1330	2,23	330A.D.	620A.D.
Lyon- 5939 (SacA 15816)	HAL 6	-2,13	Shell Cerastoderma	1360	1130	0,48	590A.D.	820A.D.
Lyon- 5940 (SacA 15817)	HAL 6	-2,44	Shell Cerastoderma	1530	1270	2,1	420A.D.	680A.D.
Lyon- 5941 (SacA 15818)	HAL 6	-2,65	Shell Cerastoderma	1880	1580	2,63	70A.D.	370A.D.
Lyon- 5942 (SacA 15808)	HAL 6	-3,01	organic material	2845	2748		895B.C.	798B.C.
Lyon- 5943 (SacA 15819)	HAL 6	-3,41	Shell Cerastoderma	2540	2250	2,02	590B.C.	300B.C.
Lyon- 5944	HAL 6	-3,71	Shell	2990	2700	2,76	1040B.C.	750B.C.

Εργ. Κωδ. Δείγματος	Κωδ. Δείγματος	Βάθος m.s.l.(m)	Υλικό	cal BP	delta 13 C	2 σ calibrated B.C./A.D.		
(SacA 15820)			Cerastoderma					
Lyon- 5945 (SacA 15821)	HAL 6	-3,87	Shell Cerastoderma	3130	2790	2,44	1180B.C.	840B.C.
Lyon- 5946 (SacA 15822)	HAL 6	-5,58	Shell Cerastoderma	5020	4770	2,22	3070B.C.	2820B.C.
Lyon- 5949 (SacA 15825)	IFE 2	-1,26	Shell Cerastoderma	1280	990		670A.D.	960A.D.
Lyon- 5950 (SacA 15826)	IFE 2	-2,06	Shell Cerastoderma	2690	2340	1,92	740B.C.	390B.C.
Lyon- 5951 (SacA 15827)	IFE 2	-2,73	Shell Cerastoderma	3100	2780	3,3	1150B.C.	830B.C.
Lyon- 5952 (SacA 15828)	IFE 2	-2,92	Shell Cerastoderma	1480	1230	2,87	470A.D.	720A.D.
Lyon- 5953 (SacA 15829)	IFE 2	-3,12	Shell Cerastoderma	3900	3610	3,02	1950B.C.	1660B.C.
Lyon- 5947 (SacA 15823)	IFE1	-0,89	Shell Cerastoderma	3063	2865	2,21	1113B.C.	915B.C.
Lyon- 5948 (SacA 15824)	IFE 1	-1,13	Shell Cerastoderma	690	563	1,05	1260A.D.	1387A.D.

5. Συζήτηση – Σύνοψη

5.1. Μεταβολές θαλάσσιας στάθμης

Οι μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης στη Μεσόγειο τα τελευταία 6.000 χρόνια δείχνουν σταδιακή αύξηση του επιπέδου της θάλασσας (Lambeck, 2004). Τα αριθμητικά μοντέλα του Lambeck (2004) και των Lambeck και Purcell (2005), αφορούν στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης της Ανατολικής Μεσογείου, συμπεριλαμβάνοντας και την Ελλάδα. Σύμφωνα με τα μοντέλα, η στάθμη της θάλασσας για την περιοχή της Λήμνου, στα 20.000 χρόνια πριν από σήμερα ήταν στα -125 m, στα 18.000 χρόνια πριν από σήμερα ήταν περίπου στα -120 m, στα 10.000 χρόνια πριν από σήμερα ήταν στα $-40,5$ m, στα 6.000 χρόνια πριν από σήμερα ήταν στα -4 m και στα 2.000 χρόνια πριν από σήμερα ήταν στα $-0,88$ m σε σχέση με τη σημερινή στάθμη της θάλασσας (5.1.1.).



Εικόνα 5.1.1. Σχήμα μεταβολών θαλάσσιας στάθμης για την περιοχή του Αιγαίου βάση των προβλέψεων του μοντέλου του Lambeck για την περίοδο 18.000 B.P., 10.000 B.P., 6.000 B.P. και 2.000 B.P. (Lambeck, 1996).

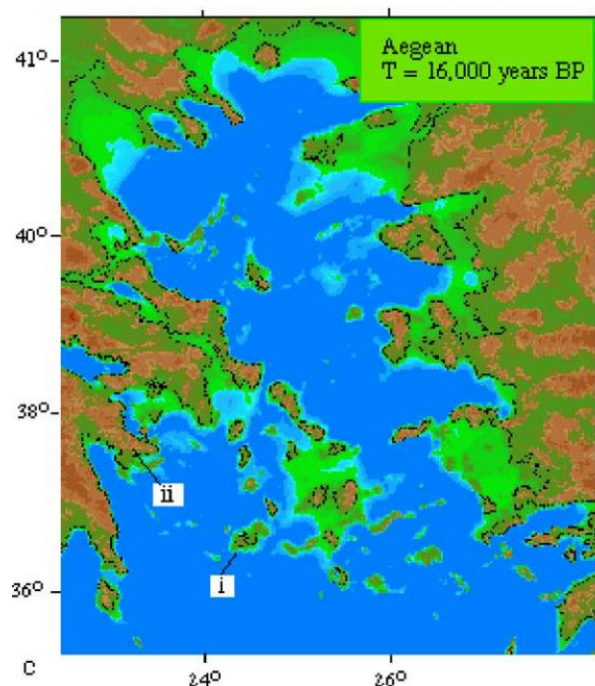
Μετά τα 14.000 χρόνια πριν από σήμερα, στα τέλη της Παλαιολιθικής εποχής και στη Νεολιθική εποχή, ο ρυθμός ανόδου της θάλασσας αυξάνεται δραματικά φτάνοντας τα 12 mm/y. Κατά την Ύστερη Νεολιθική εποχή και την εποχή του Χαλκού ο ρυθμός ανόδου της θάλασσας μειώνεται στα 0,7-1 mm/y. Οι ρυθμοί ανόδου της θαλάσσιας στάθμης στην περιοχή της Λήμνου, σύμφωνα με το μοντέλο του Lambeck είναι οι παρακάτω: στα 20.000 μέχρι 18.000 χρόνια πριν από σήμερα ήταν στα 4mm/y, ο ρυθμός ανόδου αυξήθηκε σε 4,5 mm/y από τα 18.000 έως τα 16.000 χρόνια πριν από σήμερα. Στα 15.000 χρόνια πριν από σήμερα έφτασε τα 5mm/y, στα 14.000 χρόνια πριν από σήμερα παρατηρείται μεγάλη αύξηση του ρυθμού ανόδου φτάνοντας στα 15mm/y. Στα 13.000 χρόνια πριν από σήμερα ο ρυθμός ανόδου έφτασε τα 18mm/y και μειώθηκε στα 14mm/y 12.000 χρόνια πριν από σήμερα.

Στα 11.000 χρόνια πριν από σήμερα μειώθηκε ο ρυθμός ανόδου στα 5mm/y, ενώ στα 10.000 χρόνια πριν από σήμερα αυξήθηκε στα 10,5mm/y, φτάνοντας στα 16mm/y στα 9.000 χρόνια πριν από σήμερα. Από τα 8.000 χρόνια πριν από σήμερα παρατηρείται μείωση του ρυθμού ανόδου στα 11mm/y, στα 7.000 χρόνια πριν από σήμερα έφτασε στα 6,5 mm/y, στα 6.000 χρόνια πριν από σήμερα στα 3mm/y και έφτασε στα 0,7mm/y, 5.000 χρόνια πριν από σήμερα. Στα 4.000 χρόνια πριν από σήμερα παρουσιάστηκε μικρή αύξηση του ρυθμού ανόδου στο 1mm/y, ενώ στα 3.000 πριν από σήμερα μειώθηκε στα 0,7mm/y. Στα 2.000 χρόνια πριν από σήμερα ήταν στα 0,8mm/y, από τα 2.000 μέχρι τα 1.000 χρόνια πριν από σήμερα ήταν στα 0,6mm/y και 1.000 χρόνια πριν από σήμερα ο ρυθμός ανόδου ήταν 0,3mm/y (Lambeck, 2004).

Η άνοδος της στάθμης της θάλασσας μετά το λιώσιμο των πάγων πλημμύρισε τις παράκτιες πεδιάδες, τα σπήλαια και τους νεολιθικούς οικισμούς οπότε άλλαξε τις δραστηριότητες των ανθρώπων (Lambeck, 2004). Η συνεχόμενη αύξηση της στάθμης της θάλασσας είχε ως αποτέλεσμα την εξαφάνιση μεγάλου ποσοστού της γόνιμης γης και των φυσικών πόρων, τα οποία καταστράφηκαν λόγω του φαινομένου της διάβρωσης. Η κατοίκηση σε παράκτιες περιοχές έδινε στους ανθρώπους τη δυνατότητα να έχουν εύκολη πρόσβαση στη θάλασσα και σε τροφή λόγω της ποικιλομορφίας του φυσικού τοπίου. Οι χαμηλές παράκτιες περιοχές λόγω της ανόδου της στάθμης της θάλασσας εγκαταλείφθηκαν και οι κάτοικοι μετακόμισαν προς την ενδοχώρα (Kapsimalis *et al.*, 2009).

Κατά την εποχή του μέγιστου της τελευταίας παγετώδους περιόδου, στα 20.000 χρόνια πριν από σήμερα, η πεδιάδα στην περιοχή της Θράκης ήταν περίπου 50km νοτιότερα από τη

σημερινή ακτογραμμή, υπήρχε ξηρά μεταξύ της Λήμνου και της Τουρκίας, οπότε είχε αποκλειστεί η θάλασσα του Μαρμαρά από τη επίδραση του Αιγαίου (εικόνα 5.1.2.).



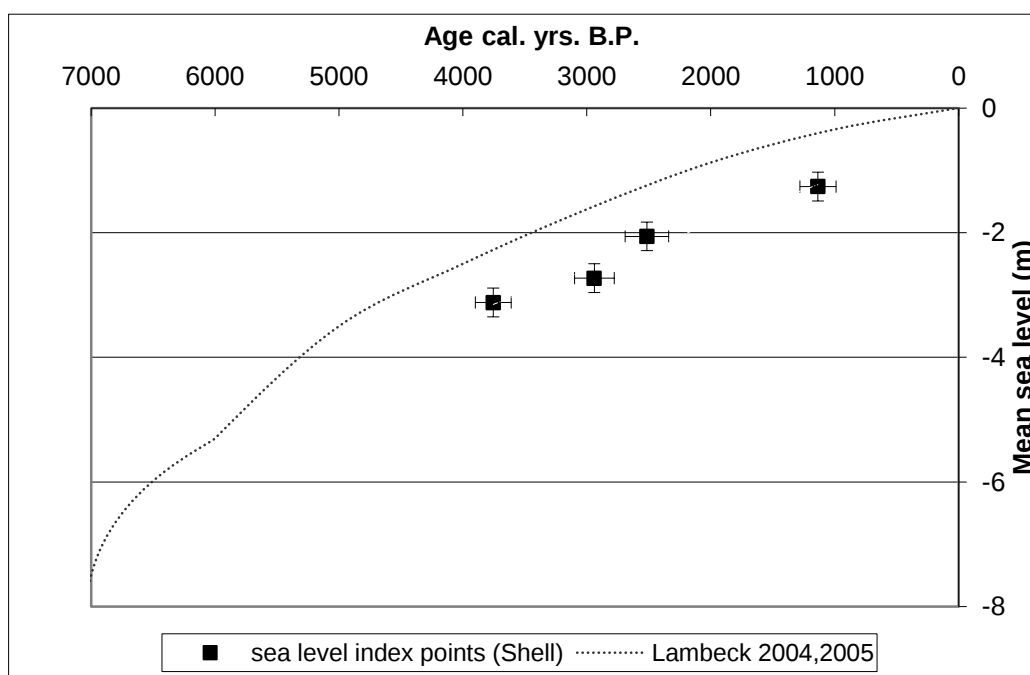
Εικόνα 5.1.2. Σχήμα της ακτογραμμής του Αιγαίου κατά τα 16.000 B.P. (Lambeck, 2004).

Τα 4 δείγματα από την Ηφαιστία και τα 9 δείγματα από την περιοχή της Αλυκής που χρησιμοποιήθηκαν για τη ραδιοχρονολόγηση είναι κελύφη της *Cerastoderma glaucum*. Θεωρήθηκαν δείκτες θαλάσσιας στάθμης, διότι βρέθηκαν στη στρωματογραφική ενότητα μαζί με τα συγκεκριμένα είδη μικροαπολιθωμάτων που προέκυψαν από τη μικροπαλαιοντολική μελέτη.

Το δίθυρο *Cerastoderma glaucum* είναι καλός δείκτης διακυμάνσεων θαλάσσιας στάθμης και δείχνει μέση θαλάσσια στάθμη από 0 έως -2m (Lambeck *et al.*, 2004). Δίνει τη δυνατότητα της εκτίμησης της παλαιοπεριβαλλοντικής εξέλιξης, διότι είναι άφθονο σε λιμνοθάλασσες, ειδικά σε αυτές που βρίσκονται κοντά στη θάλασσα (Pavlopoulos *et al.*, 2010). Τα τρηματοφόρα αποτελούν καλούς δείκτες για τη μελέτη των μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης (Massey *et al.*, 2006). Οι παραπάνω βιολογικοί δείκτες δείχνουν απόθεση με υψομετρική αβεβαιότητα $\pm 0,3-0,7\text{m}$ μέσης θαλάσσιας στάθμης (Pavlopoulos *et al.*, 2011).

Συγκρίνοντας τα σημεία της θαλάσσιας στάθμης από την περιοχή της αρχαίας Ηφαιστίας (εικόνα 5.1.3.) με την καμπύλη της θαλάσσιας στάθμης του Lambeck βλέπουμε ότι έχουν πολύ καλή συσχέτιση, με οριζόντια διαφορά των σημείων της περιοχής μελέτης 0,4-1m

κάτω από την καμπύλη. Σύμφωνα με την καμπύλη του Lambeck, η θαλάσσια στάθμη από τα 7.000 μέχρι τα 1.000 χρόνια πριν από σήμερα ανέβηκε περίπου 7m. Ο ετήσιος ρυθμός ανόδου ανέρχεται στα 1,1mm/γ. Για την περιοχή της Ηφαιστίας από τα δεδομένα των χρονολογήσεων η στάθμη της θάλασσας από τα 3.755 μέχρι τα 1.135 χρόνια πριν από σήμερα ανέβηκε 1,92m και ο ετήσιος ρυθμός ανόδου είναι 0,71mm/γ. Για την περίοδο από τα 3.750 έως τα 1.130 χρόνια πριν από σήμερα τα μοντέλα του Lambeck προβλέπουν ανύψωση της στάθμης της θάλασσας 1,77m με ετήσιο ρυθμό ανόδου τα 0,68mm/γ. Για αυτή την περίοδο στην περιοχή της Ηφαιστίας έχουμε σχεδόν ίδιο ρυθμό με αυτόν που δείχνουν τα μοντέλα του Lambeck. Τα τελευταία 2.940 χρόνια, ο ρυθμός ανόδου της στάθμης της θάλασσας είναι 0,93mm/γ, πολύ μεγαλύτερος από τον προβλεπόμενο από τα μοντέλα, τα οποία δείχνουν για τα τελευταία 3.000 χρόνια ρυθμό ανόδου της τάξης των 0,55mm/γ. Η διαφορά αυτή μπορεί να οφείλεται σε τεκτονική καταβύθιση της περιοχής κατά τα τελευταία 3.000 χρόνια (Pavlopoulos *et al.*, 2010; Pavlopoulos *et al.*, 2011).

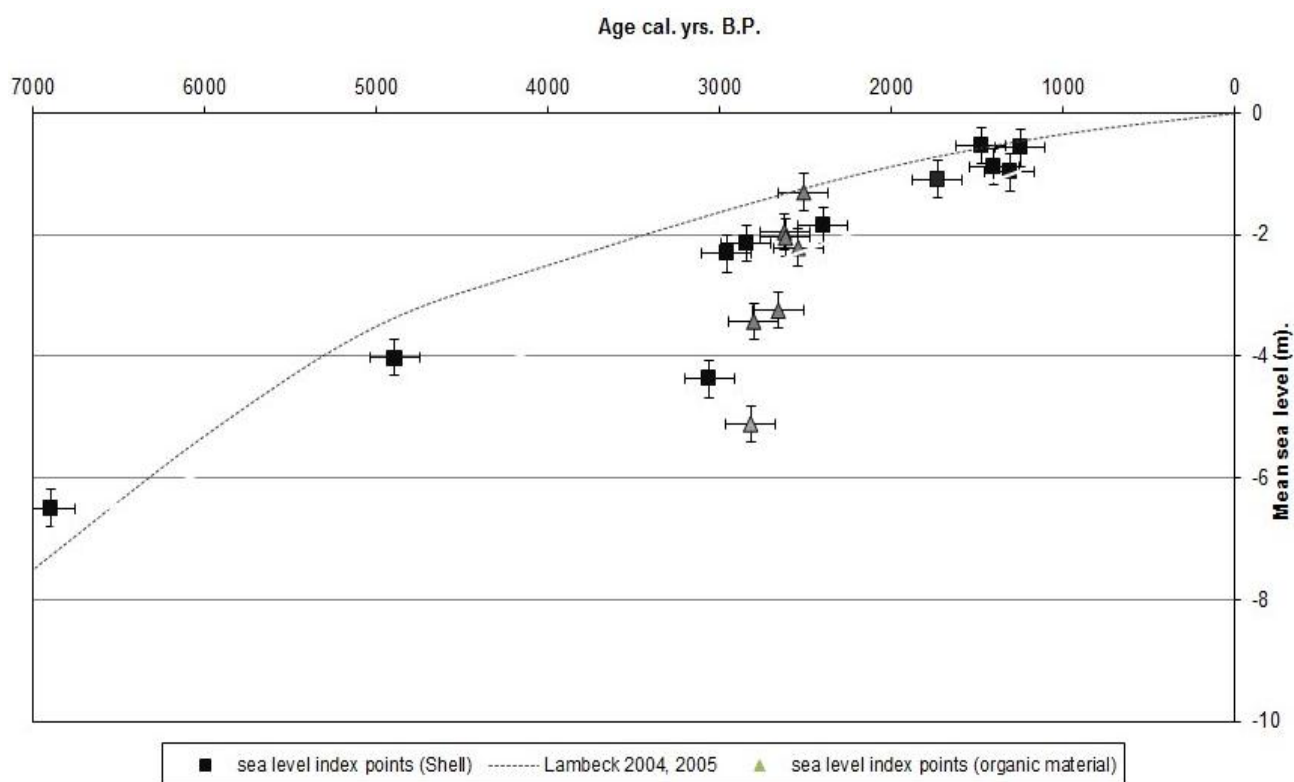


Εικόνα

5.1.3. Μεταβολές θαλάσσιας στάθμης στην Ηφαιστία σε συσχέτιση με τα μοντέλα του Lambeck (2004) και Lambeck and Purcell (2005).

Τα σημεία της θαλάσσιας στάθμης της περιοχής της Αλυκής έχουν πολύ καλή συσχέτιση με την καμπύλη του Lambeck δεδομένου ότι μερικά από τα σημεία πέφτουν ακριβώς πάνω στην καμπύλη για την περίοδο από τα 1.000 μέχρι τα 3.000 χρόνια πριν από σήμερα. Οι υπόλοιποι δείκτες είναι κάτω από την καμπύλη του Lambeck στα 0,5-0,8 m (εικόνα 5.1.4.).

Για την περιοχή της Αλυκής η μεταβολή της στάθμης της θάλασσας από τα 6.900 μέχρι τα 1.245 χρόνια πριν από σήμερα ανέβηκε στα 5,92 m. Ο ετήσιος ρυθμός ανόδου ανέρχεται στα 1,04mm/y. Σύμφωνα με τα μοντέλα του Lambeck (2004) και Lambeck & Purcell (2005) ο ρυθμός ανόδου της στάθμης της θάλασσας από τα 7.000 έως τα 1.250 χρόνια πριν από σήμερα ανέρχεται στα 1,14mm/y, με άνοδο της στάθμης στα 6,54 m. Για αυτή τη χρονική περίοδο ο ρυθμός ανόδου στην περιοχή της Αλυκής έχει μικρή διαφορά σε σχέση με τα δεδομένα από τα μοντέλα του Lambeck. Για τα τελευταία 2.960 χρόνια μέχρι σήμερα εκτιμήθηκε ο ρυθμός ανόδου της θαλάσσιας στάθμης στα 0,78mm/y, ενώ τα μοντέλα προβλέπουν χαμηλότερο ρυθμό ανόδου της τάξης των 0,55mm/y. Αυτή η διαφορά όπως και στην περιοχή της Ηφαιστίας μπορεί να οφείλεται σε τεκτονικές κινήσεις καταβύθισης στην περιοχή της Αλυκής κατά τα τελευταία 3.000 χρόνια πριν από σήμερα (Pavlopoulos *et al.*, 2010; Pavlopoulos *et al.*, 2011).



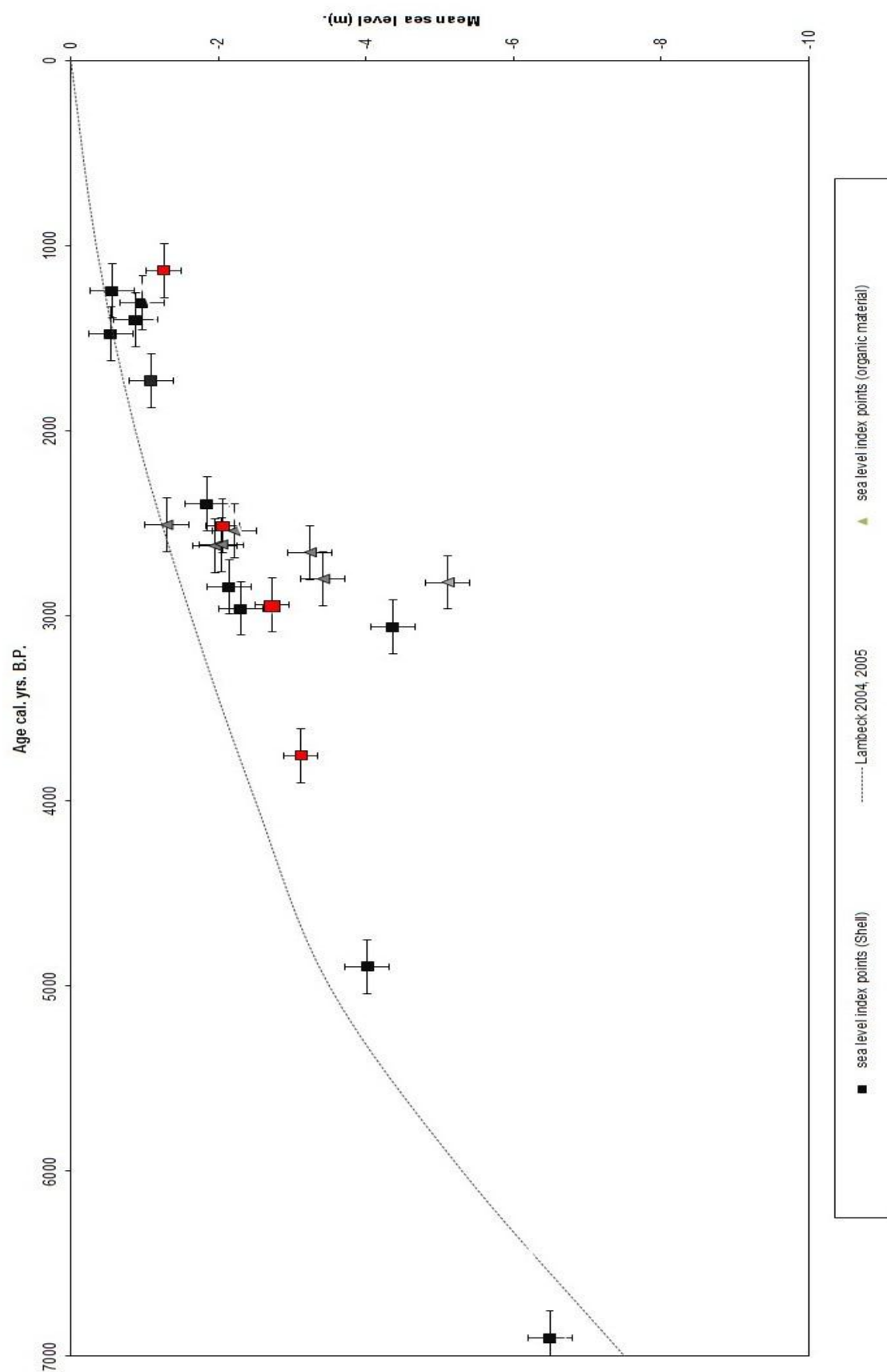
Εικόνα 5.1.4. Μεταβολές θαλάσσιας στάθμης στην Αλυκή σε συσχέτιση με τα μοντέλα του Lambeck (2004) και Lambeck and Purcell (2005).

Στο διάγραμμα της εικόνας 5.1.5. τα σημεία της θαλάσσιας στάθμης στην περιοχή της Ηφαιστίας και στην περιοχή της Αλυκής βρίσκονται χαμηλότερα σε σχέση με την καμπύλη του Lambeck. Αυτή η διαφορά των σημείων της θαλάσσιας στάθμης στις υπό μελέτη περιοχές σε

σχέση με την καμπύλη του Lambeck, τα οποία είναι περισσότερο βυθισμένα από τα αναμενόμενα της καμπύλης, μπορεί να οφείλεται σε τεκτονική καταβύθιση της περιοχής κατά τα τελευταία 3.000 χρόνια (Pavlopoulos *et al.*, 2010; Pavlopoulos *et al.*, 2011). Επιπλέον μπορεί να οφείλεται και σε καθίζηση του εδάφους από τη σεισμική δραστηριότητα, διότι στο σεισμό του 330π.Χ. στη Λήμνο έχει καταγραφεί καθίζηση εδάφους (Pavlides and Caputo, 2004). Ένδειξη της καθίζησης αποτελεί το μοναδικό σημείο της θαλάσσιας στάθμης που προέρχεται από τη περιοχή της γεώτρησης HAL 5 και το οποίο βρίσκεται χαμηλότερα από τη καμπύλη του Lambeck για την ίδια χρονική περίοδο τα 330π.Χ. (1620BP). Ο σεισμός του 330π.Χ. αναφέρεται από τους Papanikolaou and Papanikolaou (2007) ότι είχε προσκληθεί από τη δράση της λεκάνης του Βορείου Αιγαίου.

Δείκτες μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης αποτελούν αρχαιολογικά ευρήματα, όπως τα λειτουργικά μέρη των λιμανιών και των οικιών (Flemming, 1972), τα οποία με βάση τους Antionoli *et al.*, (2007) σήμερα βρίσκονται στα 0,6-0,3m πάνω από τη μέση στάθμη της θάλασσας στην περιοχή της Μεσογείου Στην περιοχή μελέτης βρίσκονται πιο χαμηλά, σε μικρό βάθος μέσα στη θάλασσα, πιθανότατα λόγω της τεκτονικής καταβύθισης της Λήμνου.

Στην περιοχή της Αλυκής και στην περιοχή της Ηφαιστίας, όπως είναι και αναμενόμενο από την καμπύλη των μοντέλων του Lambeck (2004) και Lambeck and Purcell (2005), παρατηρείται συνεχόμενη άνοδος της θαλάσσιας στάθμης κατά τα τελευταία 7.000 χρόνια. Ένδειξη, για να υποστηριχθεί η συνεχόμενη αύξηση της θάλασσας στην περιοχή της Ηφαιστίας, είναι η ύπαρξη του αρχαίου λατομείου στη βόρεια ακτή της χερσονήσου Παλαιόπολης, καθώς και η παρουσία του ημιβυθισμένου ψηφιδοπαγούς αιγιαλού κοντά στη σημερινή ακτή, στην ίδια πλευρά της βόρειας ακτογραμμής της Ηφαιστίας (Pavlopoulos *et al.*, 2013).



Εικόνα 5.1.5. Μεταβολές θαλάσσιας στάθμης για την περιοχή της Ηφαιστίας και Αλυκής σε συσχέτιση με τα μοντέλα του Lambeck (2004) και Lambeck and Purcell (2005).

5.2. Παλαιοπεριβαλλοντικές αλλαγές

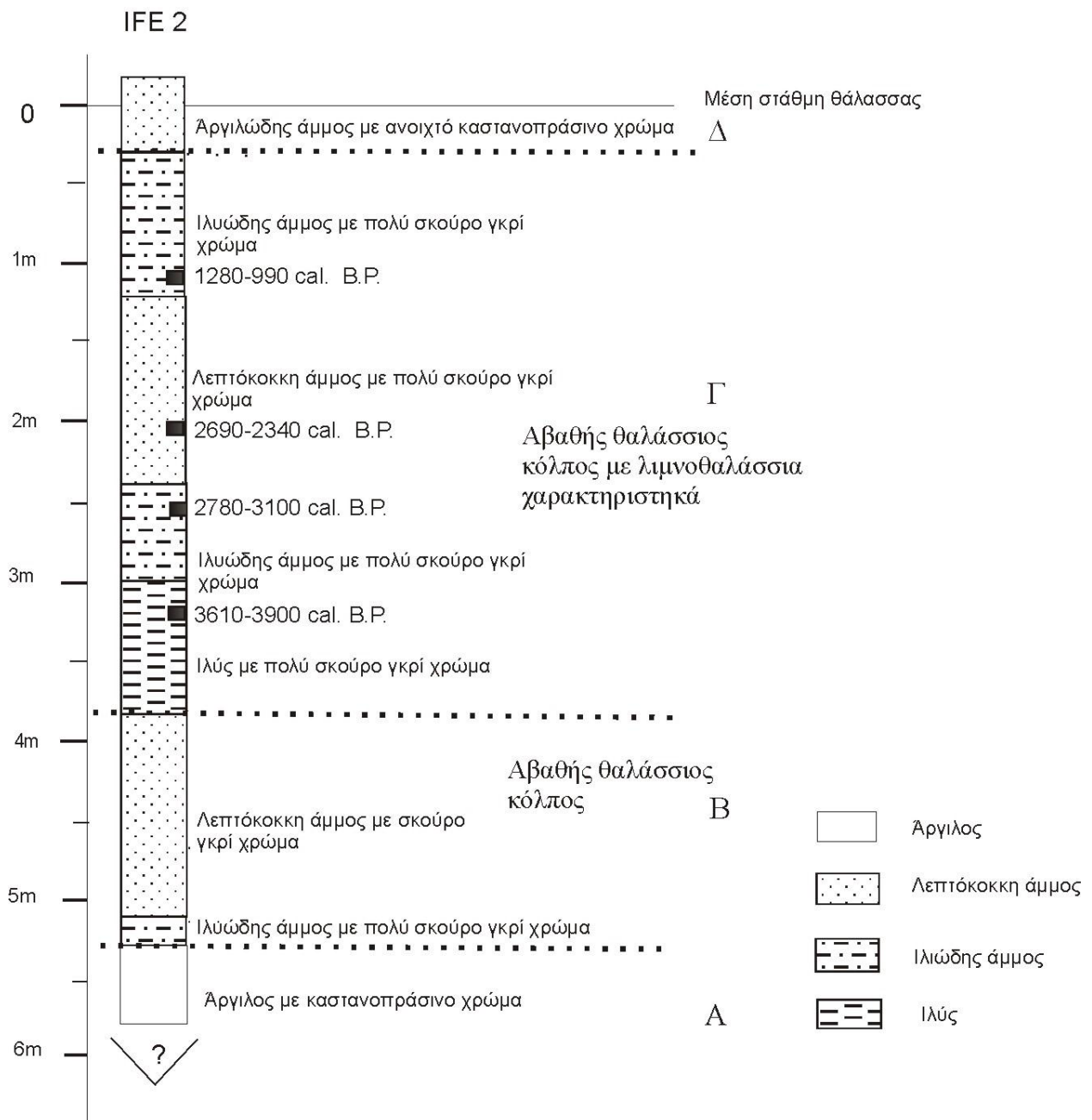
Τα αποτελέσματα της ανάλυσης των ιζημάτων των γεωτρήσεων σε συνδυασμό με τα βενθονικά τρηματοφόρα και οστρακώδη, που βρέθηκαν στα δείγματα από τις γεωτρήσεις, για την περιοχή της Ηφαιστίας και της λιμνοθάλασσας Αλυκής, περιγράφονται παρακάτω.

Η ανάλυση των ιζημάτων στην περιοχή του αρχαιολογικού χώρου της Ηφαιστίας έδειξε τέσσερις ιζηματολογικές ενότητες Α, Β, Γ και Δ (από παλαιότερη προς νεότερη) (εικόνα 5.2.1).

Η ενότητα Α αποτελείται από άργιλο με καστανοπράσινο χρώμα, στην οποία δεν βρέθηκαν απολιθώματα.

Η ενότητα Β αποτελείται από ιλυώδη άμμο και λεπτόκοκκη άμμο με πολύ σκούρο γκρι χρώμα. Η απόθεσή της έγινε 4.000 χρόνια πριν από σήμερα. Από τα βενθονικά τρηματοφόρα επικρατεί η *Ammonia* (50%), με απόλυτη συγκέντρωση 30 άτομα/g, ακολουθούν τα *Miliolids* (40%) με συγκέντρωση 50άτομα/g και τα *Elphidium* με (30%) και συγκέντρωση 50άτομα/g. Το ποσοστό των οστρακωδών σε αυτήν την ενότητα το 20% αποτελούμενα από το υφάλμυρο γένος *Cypridae* και το γένος *Loxosoma*, το οποίο βρίσκεται σε αβαθείς θαλάσσιους κόλπους και γενικά στα θαλάσσια περιβάλλοντα (Pavlopoulos *et al.*, 2006). Το περιβάλλον που χαρακτηρίζουν τα παραπάνω είδη με την επικράτηση των ειδών της *Ammonia* spp., τα οποία αντέχουν σε διακυμάνσεις αλατότητας και θερμοκρασίας, είναι αβαθές θαλάσσιο (Jorissen, 1988).

Η ενότητα Γ έχει αποτεθεί μεταξύ 990-3.900 χρόνια πριν από σήμερα και αποτελείται από ιλύ, ιλυώδη άμμο μέχρι λεπτόκοκκη άμμο με πολύ σκούρο γκρι χρώμα. Αποτελεί ένα περιβάλλον μέτριας έως χαμηλής ενέργειας, με ρυθμό ιζηματογένεσης τα 0,8mm/χρόνο. Τα είδη της *Ammonia* φτάνουν τα 100άτομα/g, με ποσοστά επικράτησης 70%, τα *Elphidium* με 60άτομα/g και ποσοστά 50% και τα *Miliolids* φτάνουν τα 40άτομα/g με ποσοστό 40%. Εμφανίζεται και η *Rosalina* με 20% ποσοστό επικράτησης στα 40άτομα/g. Η επικράτηση της *Ammonia* και η συνεχής παρουσία των ειδών του *Elphidium*, δείχνουν αντοχές σε χαμηλή αλατότητα και σε διακυμάνσεις της αλατότητας.



Εικόνα 5.2.1. Ιζηματολογικές ενότητες της γεώτρησης IFE2 στην περιοχή της Ηφαιστίας (Sidiropoulou et al., 2014)

Από τα οστρακώδη, εμφανίζεται το γένος *Cypridae*, το οποίο εμφανίζεται σε υφάλμυρα περιβάλλοντα που εμφανίζουν λιμνοθαλάσσια χαρακτηριστικά και έχουν επίδραση από γλυκό νερό. Η διακύμανση μεταξύ των θαλάσσιων ειδών της οικογένειας *Miliolids*, το γένος *Rosalina*, το ευρύαλο γένος *Ammonia*, το γένος *Elphidium*, δηλώνει αβαθές θαλάσσιο περιβάλλον, το οποίο παρουσιάζει λιμνοθαλάσσια χαρακτηριστικά (Murray et al., 2000)

Η νεότερη ενότητα Δ, η οποία αποτέθηκε μετά τα 900BP, αποτελείται από αργιλώδη άμμο με ανοιχτό καστανοπράσινο χρώμα, στην οποία δεν βρέθηκαν απολιθώματα.

Η ανάλυση των ιζημάτων των γεωτρήσεων στην περιοχή της λιμνοθάλασσας Αλυκής προσδιόρισε τέσσερις ιζηματολογικές ενότητες Α, Β, Γ και Δ από την παλαιότερη προς τη νεώτερη, οι οποίες φαίνονται στην εικόνα 5.2.2.

Η κατώτερη στρωματογραφική ενότητα Α αποτελεί το προ-Ολοκαινικό υπόβαθρο της λιμνοθάλασσας. Όλες οι γεωτρήσεις φτάνουν στο υπόβαθρο εκτός από τη γεώτρηση HAL 4. Στην ενότητα Α δεν βρέθηκαν απολιθώματα.

Η ενότητα Β αποτελείται από άμμο, ιλυώδη έως λεπτόκοκκη άμμο, με στρώσεις από ιλύ. Το χρώμα των ιζημάτων είναι σκούρο γκρι μέχρι πολύ σκούρο γκρι. Η απόθεση της ενότητας αυτής έγινε μεταξύ 3.000-7.050 χρόνια πριν από σήμερα. Ο ρυθμός ιζηματογένεσης της ενότητας είναι 0,6-0,7mm/γ βάσει των δεδομένων από τις γεωτρήσεις HAL1 και HAL6. Η ενότητα Β παρουσιάζει μικρό ρυθμό ιζηματογένεσης, έχει χονδροκοκκα ιζήματα με έντονη την παρουσία της άμμου.

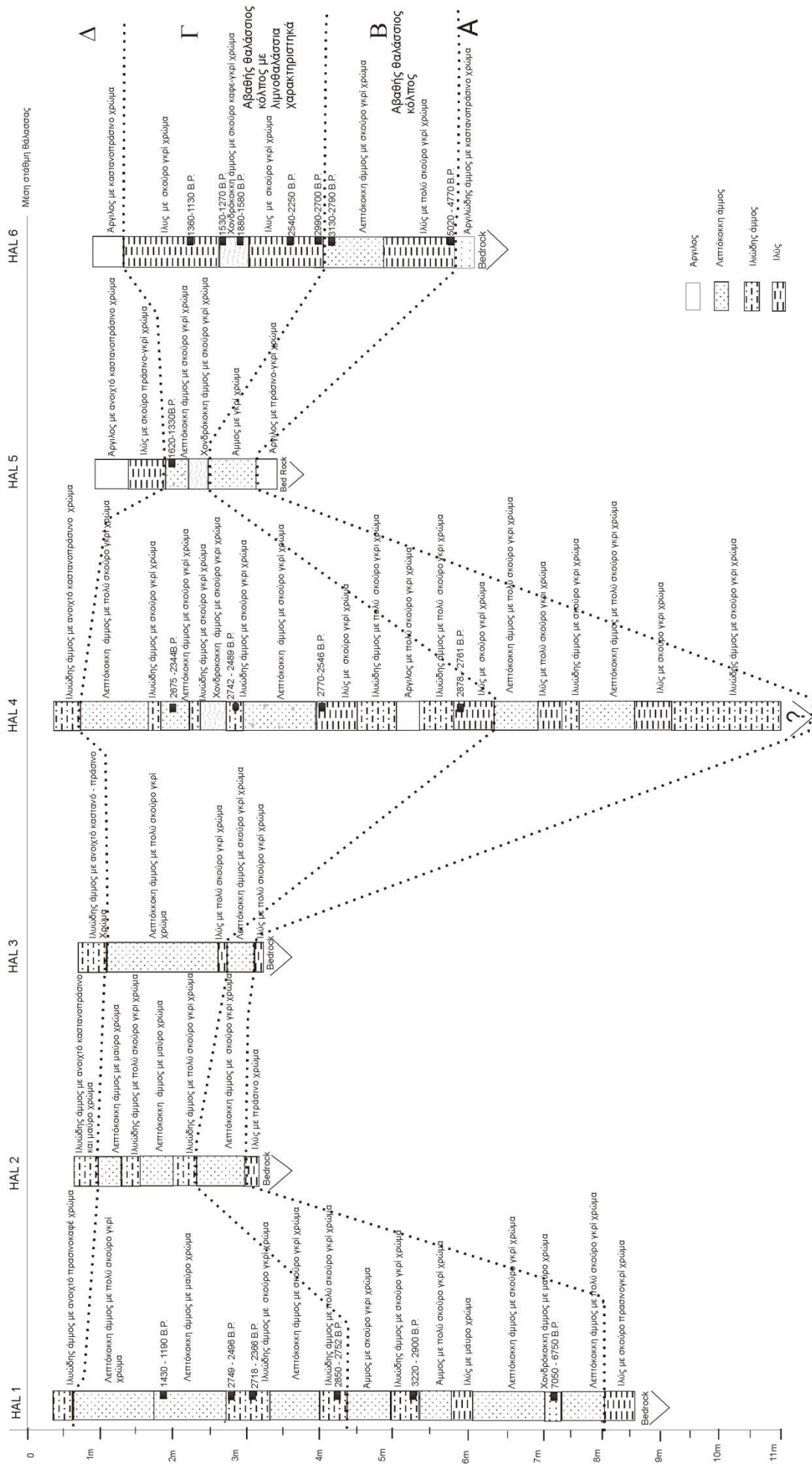
Η μικροπανίδα που επικρατεί σε όλες τις γεωτρήσεις είναι η *Ammonia*, με ποσοστά που κυμαίνονται από 40-60% και απόλυτη συγκέντρωση 40-1600 άτομα/g. Ακολουθούν τα είδη των *Miliolids* (50%) με απόλυτη συγκέντρωση 60-1600 άτομα/g. Τα είδη των *Elphidium* (10-60%) και 10-60 άτομα/g ιζήματος. Στη γεώτρηση HAL1 συμμετέχουν σημαντικά και τα οστρακώδη με 40% και συγκέντρωση 150 άτομα/g, το *Peneroplis* με 30% και 40 άτομα/g και η *Rosalina* με 20% και απόλυτη συγκέντρωση 50 άτομα/g. Από τα γένη των οστρακωδών εμφανίζονται τα *Loxosoma*, που χαρακτηρίζουν θαλάσσια περιβάλλοντα, και τα *Herpetocypris* και *Lymnocythere*, τα οποία χαρακτηρίζουν υφάλμυρες συνθήκες σε αβαθή νερά (Mazzini et al., 1999). Στη γεώτρηση HAL2 συμμετέχει το *Peneroplis* με 20% και συγκέντρωση 100 άτομα/g. Στη γεώτρηση HAL3 όπου το *Elphidium* έχει μικρότερα ποσοστά 10% και 8 άτομα/g, μετέχει το *Peneroplis* με 30% και συγκέντρωση 120 άτομα/g, καθώς δεν υπάρχουν τα γένη των *Rosalina* και *Cibicides*. Στη HAL4 παρουσιάζεται σε ποσοστό 20% το είδος *Planorbulina Mediterranea* και συγκέντρωση 40 ατόμων/g, το οποίο εμφανίζεται σε θαλάσσια περιβάλλοντα. Στη γεώτρηση HAL5 σε αυτή την ενότητα βρέθηκαν *Ammonia* (80%) και *Miliolids* (40%), με 100 και 80 άτομα/g απόλυτης συγκέντρωσης αντίστοιχα. Η γεώτρηση HAL6 αποτελείται από *Ammonia*, *Elphidium*, *Miliolids* και οστρακώδη του γένους *Cypridae*, η απόλυτη συγκέντρωση ατόμων του κάθε είδους ανά g ιζήματος είναι μεγάλη και κυμαίνεται από 80 έως 700 άτομα. Στην γεώτρηση HAL6 στα 5 m βάθος, βρέθηκαν ρίζες ποσειδωνίας, οι οποίες δείχνουν άμεση θαλάσσια επίδραση (Morhange et al., 2000). Η παρουσία των συγκεκριμένων απολιθωμάτων

δείχνει ότι το περιβάλλον ήταν ένας αβαθής θαλάσσιος κόλπος με εισροή γλυκού νερού (Sgarrella and Moncharmont Zei, 1993).

Η ενότητα Γ αποτελείται από λεπτόκοκκη άμμο και ιλυώδη άμμο με στρώσεις από ιλύ. Η απόθεση της ενότητας Γ έγινε μεταξύ 2.900 και 1.130 χρόνια πριν από σήμερα. Ο ρυθμός ιζηματογένεσης της ενότητας αυτής διαφοροποιείται σημαντικά με τις γεωτρήσεις HAL1 και HAL6 να παρουσιάζουν ρυθμούς από 1,9 mm/y και 2,6 mm/y αντίστοιχα και η γεώτρηση HAL 4 να παρουσιάζει πολύ μεγαλύτερο ρυθμό ιζηματογένεσης της τάξης των 11 mm/y. Αυτός ο υψηλός ρυθμός ιζηματογένεσης 11 mm/y στη γεώτρηση HAL 4, η θέση της οποίας σήμερα είναι στο κοντινότερο προς το αμμώδες παραλιακό φράγμα της λιμνοθάλασσας σημείο, πιθανότητα να σχετίζεται με την απόθεση και παγίδευση των ιζημάτων από θαλάσσιες διεργασίες και το σχηματισμό του παραλιακού φράγματος. Στα προστατευόμενα παράκτια περιβάλλοντα τα ιζήματα που αποτίθενται είναι ιλύς και άργιλος (Cundy *et al.*, 2000). Η ενότητα Γ έχει μεγάλο ρυθμό ιζηματογένεσης με λεπτόκοκκα ιζήματα.

Στη γεώτρηση HAL5 σε αυτή την ενότητα παρουσιάζονται και τα γένη *Peneroplis* (40%) και *Cibicides* (20%). Η πανίδα της γεώτρηση HAL6 αποτελείται από το *Elphidium* με (10%) και με 60 άτομα/g απόλυτη συγκέντρωση. Στις γεωτρήσεις HAL1 και HAL4 σε αυτή την ενότητα βρέθηκαν ρίζες ποσειδωνίας. Ο συνδυασμός της πανίδας που εντοπίστηκε δείχνει αβαθές θαλάσσιο περιβάλλον/ανοιχτό λιμνοθαλάσσιο με επίδραση γλυκού νερού (Triantaphyllou *et al.*, 2010). Επιπλέον από τα 4–6 m βάθος της γεώτρησης HAL4 βρέθηκαν ρίζες ποσειδωνίας, οι οποίες δείχνουν θαλάσσια επίδραση (Morhange *et al.*, 2000).

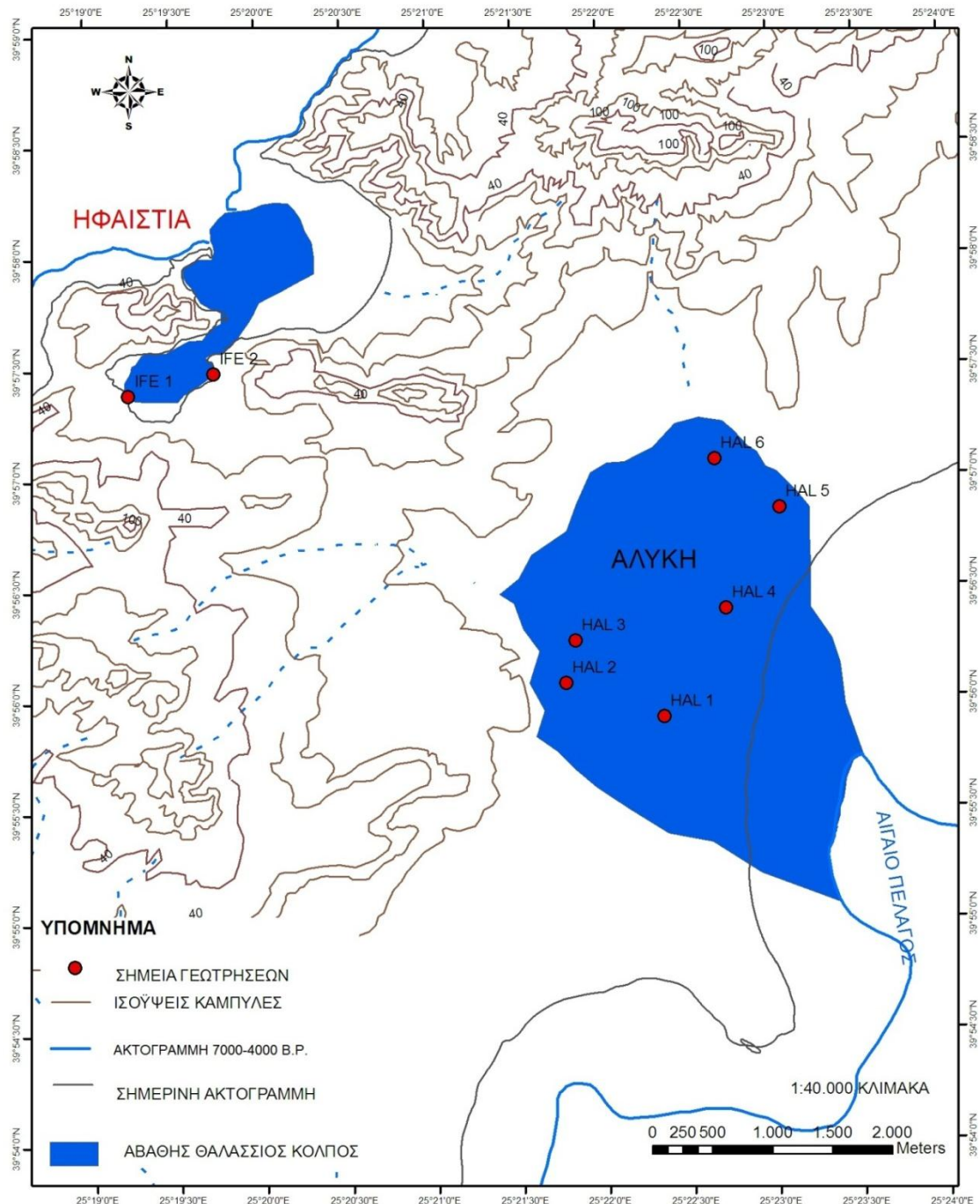
Η νεότερη ενότητα Δ, η οποία αποτέθηκε τα τελευταία 1000 χρόνια, αποτελείται από ιζήματα με καστανοπράσινο χρώμα, τα οποία αποτελούνται από ιλυώδη άμμο, άργιλο και ιλύ στις γεωτρήσεις HAL5 και HAL6. Σε αυτή την ενότητα δεν βρέθηκαν απολιθώματα. Στη γεώτρηση HAL 6, η θέση της οποίας βρίσκεται στο δυτικό άκρο της λιμνοθάλασσας προς την ενδοχώρα, εντοπίστηκε γύψος, ο οποίος δείχνει εξάτμιση και εισροή αλμυρού νερού. Στο σημείο αυτό σήμερα υπάρχει επιφανειακή απορροή γλυκού νερού. Αυτή η ενότητα αποτελείται από παράκτια ιζήματα.



Εικόνα 5.2.2. Ιζηματολογικές ενότητες των γεώτρησης HAL1-HAL6 στην περιοχή της Αλικής (Sidiropoulou et al., 2014)

5.3. Παλαιογεωγραφική αναπαράσταση

Τα αποτελέσματα από τη μελέτη των απολιθωμάτων, η αποτύπωση των μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης καθώς και οι παλαιοπεριβαλλοντικοί δείκτες της περιοχής μελέτης συντέλεσαν στη δημιουργία του παλαιογεωγραφικού χάρτη (Pavliopoulos *et al.*, 2013).



Εικόνα 5.4.2. Παλαιογεωγραφικός χάρτης της Ηφαιστίας και της Αλυκής κατά την περίοδο από τα 4.000 έως τα 7.000 χρόνια πριν από σήμερα.

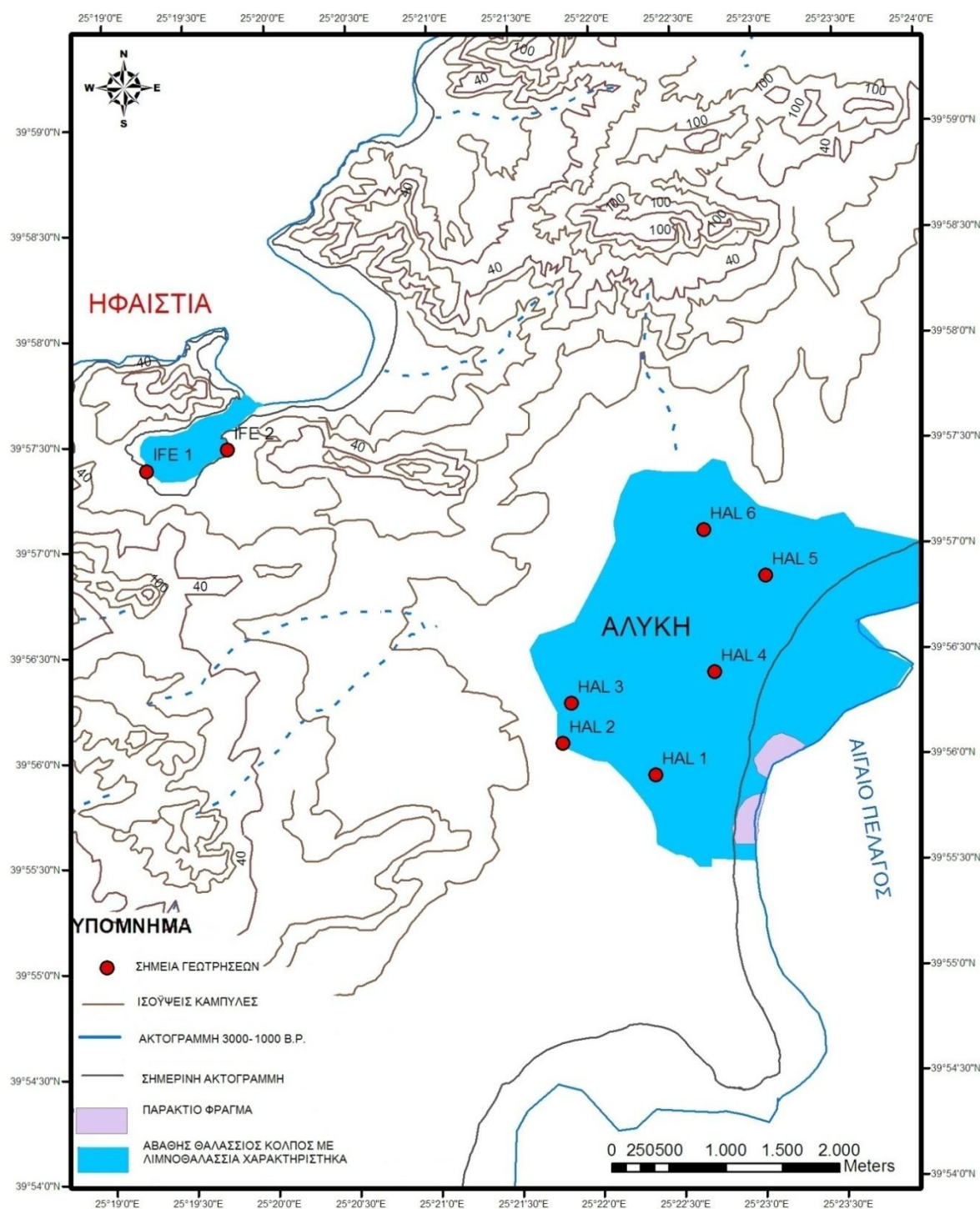
Για την αναπαράσταση της Ολοκαινικής ακτογραμμής χρησιμοποιήθηκαν βασικά τρία είδη δεικτών, γεωμορφολογικοί δείκτες όπως ψηφιδωπαγείς αιγιαλοί, βιολογικοί δείκτες όπως απολιθώματα και αρχαιολογικοί δείκτες όπως λιμενικές εγκαταστάσεις (Fouache *et al.*, 2005).

Στην περίοδο πριν από τα 4.000 χρόνια η στάθμη της θάλασσας ήταν περίπου στα 2,35m χαμηλότερα από την σημερινή, η περιοχή της Ηφαιστίας ήταν ένας αβαθής θαλάσσιος κόλπος μέτριας προς υψηλής ενέργειας. Ο αβαθής θαλάσσιος κόλπος στην περιοχή της Ηφαιστίας ήταν ανοιχτός και σε καλή επικοινωνία με τη θάλασσα. Για την περίοδο από τα 3.000 έως 7.000 χρόνια πριν από σήμερα η Αλυκή αποτελεί έναν αβαθή θαλάσσιο κόλπο (εικόνα 5.4.2.). Οι περιοχές που βρίσκονταν κοντά στην ακτή 6000 χρόνια πριν από σήμερα πλημμύρισαν (Bird, 2005), αυτό βοήθησε ώστε η λίμνη της Αλυκής και η χερσαία περιοχή της Ηφαιστίας να μετατραπούν σε ανοιχτούς κόλπους. Αργότερα γύρω στα 4.200 χρόνια πριν από σήμερα επικρατεί ξηρασία στην Ελλάδα (Weiss, 1997), στην ίδια χρονική περίοδο καταγράφεται και η εγκατάλειψη της Λήμνου από τους κατοίκους της και η μετεγκατάσταση τους σε άλλα νησιά και στην ηπειρωτική χώρα (McGeehan-Lirintzis, 1988).

Την περίοδο μεταξύ 1000-3.900 χρόνια πριν από σήμερα, η περιοχή της Ηφαιστίας παρουσιάζει αλλαγές, με μικρότερη επικοινωνία με τη θάλασσα όπως διαπιστώνεται από την απόθεση ιλύος. Παραμένει αβαθής θαλάσσιος κόλπος, ο οποίος όμως παρουσιάζει λιμνοθαλάσσια χαρακτηριστικά. Αυτή η περίοδος αντιστοιχεί στην Ανώτερη Εποχή του Χαλκού μέχρι και τα Κλασσικά χρόνια.

Η περιοχή της Ηφαιστίας είχε συνεχή κατοίκηση από τα 2.900 έως τα 750 χρόνια πριν από σήμερα (Bench, 1994). Σύμφωνα με τους Αρχοντίδου-Αργύρη και Κοκκονοφόρου (2004) για το διάστημα 2429-2462 π.Χ. στην περιοχή της Ηφαιστίας υπήρχε λιμάνι. Κατά την εποχή του Χαλκού στο Αιγαίο Πέλαγος, που χωρίζει την ανατολική ακτή της Ελλάδας με την δυτική ακτή της Μικράς Ασίας, υπήρχε μετακίνηση πλωτών μέσων για την μεταφορά αγαθών. Οι θέσεις όμως αυτών των λιμανιών της Εποχής του Χαλκού δεν είναι γνωστές όπως και οι θέσεις των φυσικών λιμανιών. Θεωρείται ότι εκείνη την εποχή τα πλοία ήταν πολύ πιο μικρά σαν κανό και είχαν τη δυνατότητα να προσαράζουν σε αμμώδες ακτές απλά με το τράβηγμα τους προς την ακτή. Όλες οι παράκτιες πόλεις ήταν πολύ πιο εύκολο να μεταφέρουν τα αγαθά τους δια θαλάσσης παρά από την ξηρά. Λόγω της γεωμορφολογίας των ακτών στο Αιγαίο υπήρχαν πολλά μέρη τα οποία είχαν χρησιμοποιηθεί ως λιμάνια, όπως και προστατευμένοι κόλποι, οι

οποίοι ως φυσικά λιμάνια έδιναν τη δυνατότητα στις παράκτιες κοινωνίες να επικοινωνήσουν με τον υπόλοιπο κόσμο (Tartaron *et al.*, 2003).



Εικόνα 5.4.3. Παλαιογεωγραφικός χάρτης της Ηφαιστίας και της Αλυκής κατά την περίοδο από τα 3.000 έως τα 1000 χρόνια πριν από σήμερα.

Ο κόλπος της Ηφαιστίας στην εποχή του Χαλκού θα μπορούσε να χρησιμοποιείται ως λιμάνι προστατευμένο από τους βορειοανατολικούς ανέμους. Η υπόθεση αυτή στηρίζεται από τις περιγραφές των περιηγητών, οι οποίοι υποστήριζαν ότι στη Ηφαιστία υπήρχαν δύο λιμάνια, το ένα στο κόλπο Τηγάνι και το άλλο στη δυτική πλευρά της χερσονήσου Παλαιόπολης (Τουρπτζόγλου – Στεφανίδου 1986). Επιπλέον στη βόρεια ακτή της Ηφαιστίας έχουν βρεθεί υπολείμματα λιμενικών εγκαταστάσεων (Greco *et al.*, 2008).

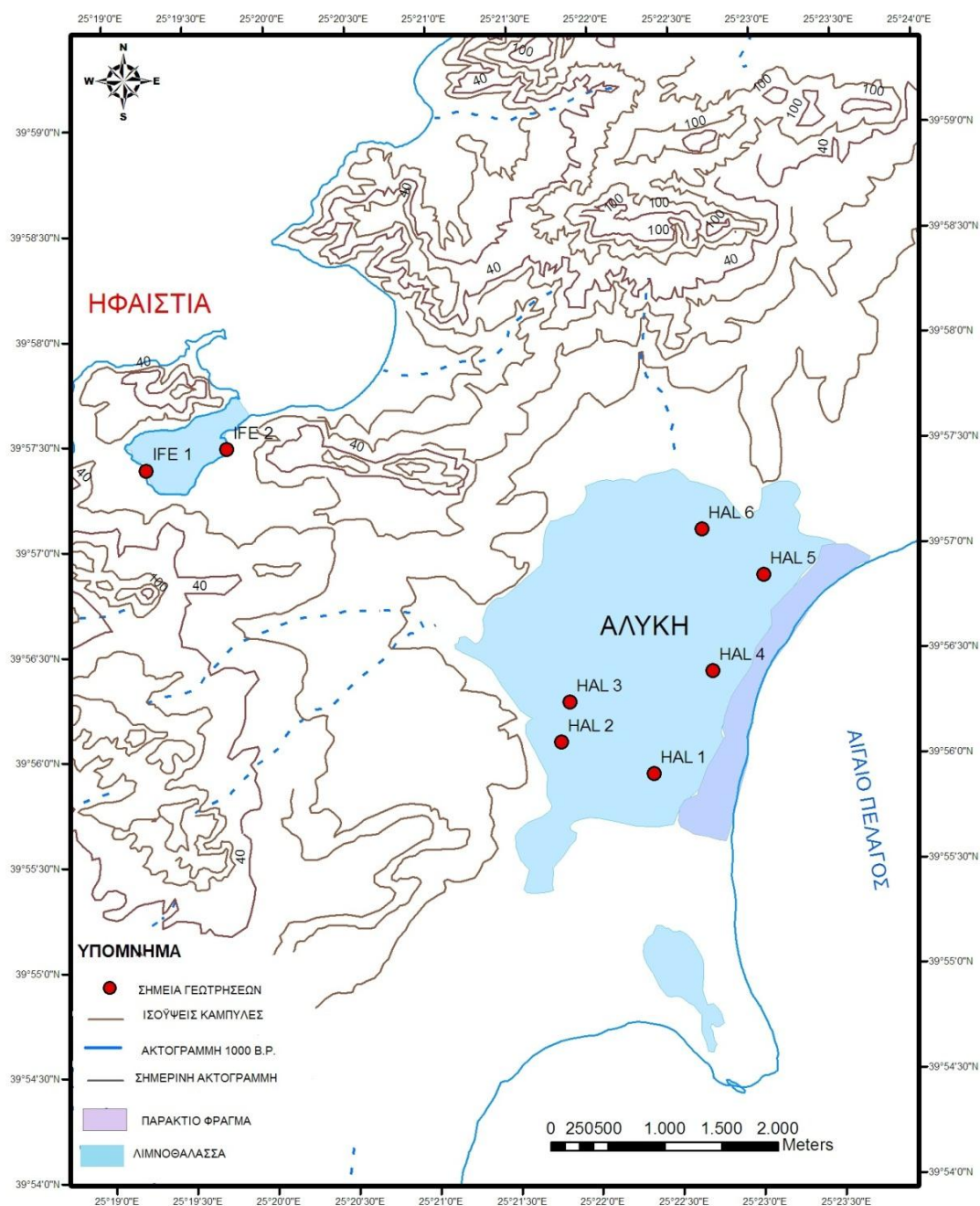
Στην περιοχή της λιμνοθάλασσας Αλυκής από τα 1.130 μέχρι τα 2.900 χρόνια πριν από σήμερα, ο αβαθής θαλάσσιος κόλπος άρχισε να απομονώνεται από την επίδραση της θάλασσας. Έκλεινε κατά διαστήματα σε μερικά σημεία της λιμνοθάλασσας λιγότερο και σε άλλα περισσότερο, στα οποία έχουμε και τη μεγαλύτερη επίδραση από τη θάλασσα (εικόνα 5.4.3.) Συγκεκριμένα, στις γεώτρησεις HAL1 και HAL4, που είναι κοντά στο σημερινό παραλιακό αμμώδες φράγμα, την περίοδο από τα 2.700-2.800 χρόνια πριν από σήμερα εντοπίστηκαν ρίζες ποσειδωνίας ένδειξη θαλάσσιας επίδρασης (Morhange *et al.*, 2000).

Η γεώτρηση HAL1 είναι η περιοχή όπου υπήρχε θαλάσσια επίδραση στη λιμνοθάλασσα λόγω του διπλάσιου ρυθμό ιζηματογένεσης 1,9mm/y. Η γεώτρηση HAL2, η οποία λήφθηκε βορειότερα προς την ενδοχώρα από τη γεώτρηση HAL1 στην ίδια χρονική περίοδο, εμφανίζει μαύρο χρώμα ιζημάτων, συμπληρώνοντας την υπόθεση των πιο στάσιμων νερών και τη παρουσία οργανικής ύλης (Pavlopoulos, 2010). Η γεώτρηση HAL4 έχει μεγάλη ιζηματογένεση, διότι αποτελεί σημείο συσσώρευσης ιζημάτων πιθανότατα λόγω του σπασίματος του παραλιακού φράγματος από τη δράση της θάλασσας. Το σημείο της γεώτρησης HAL5 είχε επίδραση από τη θάλασσα μέχρι τα 1.130 χρόνια πριν από σήμερα και πρέπει να έκλεισε πολύ αργότερα η σημερινή λιμνοθάλασσα στο σημείο αυτό. Η αύξηση στην ιζηματογένεση στη γεώτρηση HAL6 πιθανότατα να οφείλεται στην προσφορά υλικού από την ενδοχώρα καθώς και στη μείωση του ρυθμού ανόδου της θάλασσας από τα 0,6mm/y σε 0,3mm/y και το σχηματισμό της λιμνοθάλασσας.

Μετά τα 1.000 χρόνια πριν από σήμερα ο αβαθής θαλάσσιος κόλπος της Ηφαιστίας εξελίχθηκε σε μια ανοιχτή λιμνοθάλασσα, και η λιμνοθάλασσα Αλυκή απομονώνεται περισσότερο από τη θάλασσα με τη σταδιακή απόθεση ιζημάτων και τη δημιουργία του παράκτιου αμμώδους φράγματος (εικόνα 5.4.4.).

Επιπλέον, στο πρώτο στρώμα της γεώτρησης HAL 6 βρέθηκε γύψος και στα 5m βάθος εντοπίστηκαν ρίζες ποσειδωνίας. Ο γύψος συνδέεται με περιβάλλοντα έντονης εξάτμισης

όπως είναι οι αλυκές, ενώ οι ρίζες ποσειδωνίας δείχνουν άμεση θαλάσσια επίδραση (Morhange et al., 2000). Η παρουσία απολιθωμάτων μειώνεται δραστικά κάτω από τα 6m βάθος της γεώτρησης.



Εικόνα 5.4.4. Παλαιογεωγραφικός χάρτης της Ηφαιστίας και της Αλυκής κατά τα τελευταία 1.000 χρόνια.

Βάσει των αποτελεσμάτων της ποικιλότητας Hs, της επικράτησης D και του δείκτη AEI στα δείγματα των γεωτρήσεων, (πίνακας 4.3.1.) παρατηρείται ότι επικρατούν μέσες τιμές επικράτησης και μέσες προς υψηλές τιμές ποικιλότητας. Όταν παρατηρείται μείωση της επικράτησης των ειδών η ποικιλότητα αυξάνεται, το οποίο συνήθως χαρακτηρίζει περιβάλλοντα σχετικά σταθερά (Simpson, 1949). Ο δείκτης τιμών της Ammonia και Elphidium (AEI) παρουσιάζει μέσες προς υψηλές τιμές. Η υψηλές τιμές του δείχνουν μικρή οξυγόνωση και σχετική υποξία στο ίζημα και έντονη περιβαλλοντική πίεση στο οικοσύστημα (Gurta *et al.*, 1996).

Στην περιοχή της Ηφαιστίας, βάσει των δεικτών ποικιλότητας Hs, επικράτησης D, και AEI, το περιβάλλον παρουσιάζει σχετικά μεγαλύτερη σταθερότητα με χαμηλή περιβαλλοντική πίεση και καλά αεριζόμενο αβαθές θαλάσσιο περιβάλλον.

Από τα αποτελέσματα των δεικτών ποικιλότητας Hs, επικράτησης D, και AEI προκύπτει ότι στην περιοχή της Αλυκής μεγαλύτερη σταθερότητα και χαμηλότερη περιβαλλοντική πίεση παρατηρείται στα δείγματα των γεωτρήσεων HAL1 και HAL4, που βρίσκονται κοντά στο σημερινό παράκτιο αμμώδες φράγμα, σε σχέση με τα δείγματα από τις υπόλοιπες γεωτρήσεις που βρίσκονται προς την ενδοχώρα και παρουσιάζουν μεγαλύτερη περιβαλλοντική πίεση λόγω της χαμηλότερης οξυγόνωσης των ιζημάτων σε συνδυασμό με το ρυθμό ιζηματογένεσης και την βιοαναμόχλευση.

6. Συμπεράσματα

Η παρούσα διδακτορική διατριβή είχε ως στόχο την δημιουργία του Γεωμορφολογικού χάρτη της Λήμνου και την παλαιογεωγραφική αναπαράσταση της λιμνοθάλασσας Αλυκής και της αρχαιολογικής θέσης της Ηφαιστίας στη Βορειοανατολική Λήμνο. Τα ζητήματα που ερευνήθηκαν προσεγγίστηκαν διεπιστημονικά με τη χρήση μεθοδολογίας, η οποία χρησιμοποιείται σε παλαιοπεριβαλλοντικές έρευνες. Η σύνθεση των δεδομένων από την γεωμορφολογική αποτύπωση της περιοχής, τη μελέτη της λιθοστρωματογραφίας, τις γεωχρονολογήσεις, τις μικροπαλαιοτολογικές αναλύσεις, τους δείκτες μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης οδήγησαν στην ερμηνεία της παλαιοπεριβαλλοντικής εξέλιξης και στην αναπαράσταση του παλαιοπεριβάλλοντος τα τελευταία 7.000 χρόνια.

Η περιοχή της Ηφαιστίας πριν από 7000 χρόνια ήταν χερσαία περιοχή. Με την συνεχόμενη άνοδο της στάθμης της θάλασσας, η οποία 6000 χρόνια πριν από σήμερα φτάνει τα 4m χαμηλότερα από τη σημερινή, πλημμύρισαν οι χαμηλές παράκτιες περιοχές και σχηματίστηκε ο αβαθής θαλάσσιος κόλπος στην Ηφαιστία.

Αργότερα, την περίοδο από τα 3.900-990 χρόνια πριν από σήμερα, παρατηρείται μείωση του ρυθμού ανόδου της θάλασσας, έτσι 2.000 χρόνια πριν από σήμερα ο κόλπος στην περιοχή της Ηφαιστίας απομονώνεται από την επικοινωνία με τη θάλασσα και εξελίσσεται σε έναν αβαθή θαλάσσιο κόλπο, που παρουσίαζε λιμνοθάλασσα υφάλμυρα χαρακτηριστικά. Η αρχαία Ηφαιστία, τοποθετημένη κοντά στην ακτή, από τη Ανώτερη Εποχή του Χαλκού μέχρι και τα Κλασσικά χρόνια ήταν στην ακμή της ανάπτυξης της. Υπήρχαν εμπορικές συναλλαγές με άλλες περιοχές, οπότε αυτός ο κόλπος είτε ήταν λιμάνι είτε χρησιμοποιούνταν ως φυσικό λιμάνι προστατευμένο από τους ανέμους. Στην δυτική ακτή της Ηφαιστίας υπήρχε λατομείο, το οποίο είναι ένδειξη για την πιθανή ύπαρξη λιμανιού στη περιοχή. Η συνεχής μείωση του ρυθμού ανόδου στα 1.000 χρόνια πριν από σήμερα και η αύξηση της ιζηματογένεσης δημιουργεί σταδιακά την ανοιχτή λιμνοθάλασσα στη περιοχή της αρχαίας Ηφαιστίας.

Η συνεχόμενη άνοδος της στάθμης της θάλασσας και κλιματικές αλλαγές 7.000-3.000 χρόνια πριν από σήμερα δημιούργησαν τον αβαθή θαλάσσιο κόλπο με εισροές γλυκού νερού.

Ο αβαθής θαλάσσιος κόλπος στην περιοχή της Αλυκής 2.900–1.130 χρόνια πριν από σήμερα άρχισε να απομονώνεται από την επίδραση της θάλασσας, με αποτέλεσμα να σχηματίζεται μια ανοιχτή λιμνοθάλασσα. Η αύξηση του ρυθμού ιζηματογένεσης και η μείωση

του ρυθμού ανόδου της στάθμης της θάλασσας συντέλεσαν στη δημιουργία του παράκτιου αμμώδους φράγματος. Η περιοχή της λιμνοθάλασσας Αλυκής ήταν αβαθής θαλάσσιος κόλπος, ο οποίος άλλοτε ήταν πιο κλειστός και είχε μικρότερη επιρροή από τη θάλασσα εμφανίζοντας λιμνοθάλασσια χαρακτηριστικά και άλλοτε ήταν ανοιχτός με μεγαλύτερη θαλάσσια επίδραση. Η περιοχή των γεωτρήσεων HAL1 και HAL4 είναι το σημείο όπου είτε υπήρχε η επικοινωνία με τη θάλασσα είτε διακοπτόταν από την απόθεση των ιζημάτων. Η περιοχή της γεώτρησης HAL5 το βορειοανατολικότερο άκρο της σημερινής λιμνοθάλασσας ήταν το σημείο που έμεινε ανοιχτό μέχρι τα 1.130 χρόνια πριν από σήμερα.

Τα τελευταία 1.000 χρόνια οι παράκτιες και οι αιολικές διεργασίες συντέλεσαν στη διαμόρφωση της λιμνοθάλασσας Αλυκής.

Όσον αφορά στη θαλάσσια στάθμη στην περιοχή της Ηφαιστίας και της λιμνοθάλασσας Αλυκής, η μελέτη έδειξε ότι έχουν πολύ καλή συσχέτιση με τη καμπύλη που προκύπτει από τα μοντέλα των Lambeck (2004) και Lambeck & Purcell (2005). Η άνοδος της στάθμης της θάλασσας για την περιοχή μελέτης στη ΒΑ Λήμνο παρουσιάζει αυξημένους ρυθμούς ανόδου σε σχέση με τους προβλεπόμενους από τη καμπύλη του των Lambeck (2004) και Lambeck & Purcell (2005) ιδιαίτερα για τα τελευταία 3000 χρόνια.

Στην περιοχή της Ηφαιστίας η στάθμη της θάλασσας την περίοδο 3.755-1.135 χρόνια πριν από σήμερα ανέβηκε 1,92m με ετήσιο ρυθμό ανόδου 0,71mm/γ. Στην περιοχή της λιμνοθάλασσας Αλυκής η στάθμη της θάλασσας την περίοδο 7.050-1.245 χρόνια πριν από σήμερα ανέβηκε 5,92m με ρυθμός ανόδου 1,04mm/γ.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ΙΓΜΕ, 1993. Γεωλογικός χάρτης, Νήσος Λήμνος. κλίμακα 1: 50.000.
- ΓΥΣ, 1980. Τοπογραφικός χάρτης, Φύλλο Μούδρος. κλίμακα 1: 50.000.
- ΓΥΣ, 1981. Τοπογραφικός χάρτης Φύλλο Μύρινα. κλίμακα 1: 50.000.
- Υδρογραφική Υπηρεσία Αθήνας, 1954. Βαθυμετρικός χάρτης Νήσος Λήμνος. κλίμακα 1:100.000.
- Αγαλοπούλου, Π., Καλλιοντζής, Ν., 1988. Τρία αρχαία λιμάνια της βόρειας Λήμνου. σσ. 169-174
- Αθανασόπουλος, Σ., Αναστόπουλος, Α., Δόλκας, Θ., Δρόσος, Ε., Καρασαχινίδης, Ο., Καπλανίδης, Α., Μπαϊρακτάρης, Γ., Μορφόπουλος, Α., Παπαγιάννη, Ν., Πασχαλίνος, Γ., Περγιαλιώτης, Π., Τσαρμπός, Β., Χασιώτης, Θ., Χαχάμη, Β., 2006. Τα φράγματα και οι λιμνοδεξαμενές. Υπουργείο Αργοτικής Ανάπτυξης και Τροφίμων, Β' Έκδοση, Αθήνα.
- Αρχοντίδου, Α., Αχειλαρά, Α., Πέννα, Β., Benvenuti, A., Trucco, F., 1998. Λήμνος. Αρχαιολογικό Μουσείο, Ιταλική Αρχαιολογική Σχολή, Κ' Εφορεία Προϊστορικών και Κλασικών Αρχαιοτήτων, Υπουργείο Πολιτισμού, Μυτιλήνη.
- Αρχοντίδου, Α., Αχειλαρά, Α., Πέννα, Β., Benvenuti, A., 2004. Λήμνος Αμιχθαλοεσσά. Υπουργείο Πολιτισμού Ταμείο Αρχαιολογικών πόρων και απαλλοτριώσεων, Αθήνα.
- Αρχοντίδου-Αργύρη, Α., Κοκκινοφόρου, Μ., (επιμ.), 2004. Η Μύρινα της πρώιμης εποχής του Χαλκού. Λήμνος.
- Βέργης, Σ., 1986. Υδρογεωλογική Έρευνα Νήσου Λήμνο. ΙΓΜΕ, Ξάνθη.
- Γεροντούδης, Λ., Γεροντούδης, Χ., 1990. Το Νησί Λήμνος – Μυθολογία-Προιστορία – Καλές τέχνες. Γραφικές Τέχνες Ρόντας, Αθήνα.
- Γεωργιάδου – Δικαιούλια, Ε., Δερμιτζάκης, Μ., 1993. Εισαγωγή στη Θαλάσσια Μικροπαλαιντολογία, Τόμος Α. Γκέλμπεσης, Αθήνα.
- Γιαννόπουλος, Π, Λιάππης, Ι., 2010. Καταγραφή και αποτίμηση των υδρογεωλογικών χαρακτηριστικών των υπόγειων νερών και των υδροφόρων συστημάτων της χώρας. ΙΓΜΕ, Αθήνα.
- Κατσαδωράκης, Γ., Παραγκαμιάν, Κ., 2006. Οι υγράτοποι του Αιγαίου. WWF-Ελλάς, Αθήνα.
- Καψιδέλης, Τ., Κομνηνός, Σ., 1982. Η Λήμνος από τα πανάρχαια χρόνια ως σήμερα: ιστορία, γεωγραφία, λαογραφία, μυθολογία, αρχαιολογία, περιήγηση : τουριστικός οδηγός. Δίπτυχο, Αθήνα.

Κουσούρης, Θ., 1998. Το νερό στην φύση στην ανάπτυξη στην προστασία του περιβάλλοντος. Μονογραφίες Θαλάσσιων Επιστημών Νο. 1, ΕΛΚΕΘΕ, Ανάβυσσος, σσ. 184.

Κρητικού, Ζ., 2005. Τα αίτια της λειψυδρίας και την πλημμυρογένεσης στα νησιά του ΒΑ Αιγαίου. Διδακτορική διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.

Μοσχίδου, Α., 1907. Η Λήμνος, ητοι Ιστορικών Δοκίμιον της Νήσου Ταύτης, Από των αρχαιοτάτων χρόνων μέχρι των καθιμάς, Τεύχος Α Από των αρχαιοτάτων χρόνων μέχρι του 1770. Τυπογραφείο «Ταχυδρόμου» Γ. Τηνίου, Αλεξάνδρεια.

Μπαρακού, Θ., Δελημπάσης, Ν., Βούλγαρης, Ν., Baier, B., 2001. Σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά Βορείου Αιγαίου. Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας Τομ. XXXIV/4, Πρακτικά 9^{ου} Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, σσ. 1449-1456.

Ντούμας, Χ., (μετάφραση) 1991. Meligunis Lipara. Brea, B., Cavalier, M., (Eds), Palermo, σσ. 102-104.

Σπυροπούλος, Π., 1997. Χρονικόν των σεισμών της Ελλάδος –Από την αρχαιότητα έως σήμερα. Δωδώνη.

Παξιμαδάς, Α., 1982. Θεραπευτικές ιδιότητες της Λημνίας γης. Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών.

Παπαζάχος, Β., Παπαζάχου, Κ., 2003. Οι σεισμοί της Ελλάδας. Ζήση, Θεσσαλονίκη.

Παυλόπουλος, Κ., 2011. Γεωμορφολογία Εφαρμογές στις Γεωεπιστήμες. Ίων, Αθήνα.

Ρωσσιαδου, Κ., Μακρογιαννης, Τ., Μπαλαφουτης, Χ., Φλοκ,α Ε., 2002. Γεωγραφική διανομή των ανέμων στο Αιγαίο. Πρακτικά του 6ου Πανελλήνιου Γεωγραφικού Συνεδρίου της Ελληνικής Γεωγραφικής Εταιρείας Τόμος Ι, Θεσσαλονίκη.

Σουχαλέρος, Λ., 2004. Αρχαίο Θέατρο Ηφαιστίας. Υπουργείο Πολιτισμού και Εφορεία Προϊστορικών και κλασικών αρχαιοτήτων.

Τουρπτζόγλου – Στεφανίδου, Β., 1986. Ταξιδιωτικά και Γεωγραφικά Κείμενα για τη Νήσο Λήμνο (15^{ος} – 20^{ος} αιώνας). ΑΠΘ Επιστημονική Επετηρίδα της Πολυτεχνικής Σχολής Παράρτημα αριθμ. 33 του τόμου Θ., Θεσσαλονίκη.

Φραγκόπουλου, Ι., Μαλεφάκη, Ι., Σκουνάκη, Σ., 1964. Υδρογεωλογική και γεωχημική μελέτη της Νήσου Λήμνου. Δελτίο Επιστημονικής Έρευνας Αριθ.3, Αθήνα.

Υδρογραφική Υπηρεσία, 1987. Ναυτικές οδηγίες των ελληνικών ακτών, Πλοηγός, Δ τόμος Βόρειες και Ανατολικές ακτές Αιγαίου. Αθήνα

ΕΜΥ, 2010. Μετεωρολογικά δεδομένα για τη Λήμνο για την περίοδο 1974-2001. Αθήνα.

Antonioli, F., Anzidei, M., Lambeck, K., Auriemma, R., Gaddi, D., Furlani, S., Orru, P., Solinas, E., Gaspari, A., Karinja, S., Kovacic, V., Surace, L., 2007. Sea-level change during the Holocene in Sardinia and in the northeastern Adriatic (central Mediterranean Sea) from archaeological and geomorphological data. *Quaternary Science Reviews* 26, 2463–2486.

Athersuch, J., Horne, J., Whittaker, J., 1989. Marine and Brackish water ostracods, Keys and notes for identification of species. *Synopsis of the British fauna (New series)*. The Bath Press, Avon, pp. 343.

Auriemma, R., Solinas, E., 2009. Archaeological remains as sea level change markers, A review. *Quaternary International* 206, 134–146.

Bench, L., 1994. Λήμνος Φιλτάτη. Πρακτικά του 1 Συνεδρίου Δημάρχων Αιγαίου, Δήμος Μυριναίων, Μύρινα.

Benvenuti, A., 1993. Η Πολιόχνη το νησί της Λήμνου ανάμεσα στην αρχαιολογία και τη μυθολογία. Αθηνά.

Bird, E., 2005. *Costal Geomorphology An Introduction*. Wiley, USA.

Bonaduce, G., Ciampo, G., Masoli, M., 1975. Distribution of Ostracoda in the Adriatic Sea. *Pubbl.Staz. Zool. Napoli* 40 Suppl. pp.1-304.

Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., de Menocal, 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.

Branigan, K., 1974. *Aegean Metalwork of the Early and Middle Bronze Age*. Oxford Monographs on Classical Archaeology, The Clarendon Press, Oxford.

Bruckner, H., Kelterbaum, D., Marunchak, O., Porotov, A., Vott, A., 2010. The Holocene sea level story since 7500 BP, Lessons from the Eastern Mediterranean the Black and the Azov Seas. *Quaternary International* 225,160-179.

Carter, W.G., Woodroffe C.D., 1997. *Costal Evolution-Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge University Press, Cambridge.

Chatzipetros, A., Kiratzi, A., Sboras, S., Zouros, N., Pavlides, S., 2013. Active faulting in the north-eastern Aegean Sea Islands. *Tectonophysics* 597–598, 106–122.

Cimerman, F., Langer, M.R., 1991. Mediterranean foraminifera. *Academia Scientiarum et Artium Slovenica. Dela, Opera* 30, Classis IV: Historia Naturalis, pp. 119.

Cundy, A., Kortekaas, S., Dewez, T., Stewart, S., Collins, F., Croudace, A., Maroukian, H., Papanastasiou, D., Gaki-Papanastassiou, P., Pavlopoulos, K., Dawson, A., 2000. Coastal wetland

as recorders of earthquake subsidence in the Aegean : a case study of Gulf of Atalanti earthquakes, Central Greece. *Marine Geology* 170, 3-26.

Danile, L., 2008. HEPHAESTIA 2000-2006 - La cultura materiale tra la fine dell'Età del Bronzo e gli inizi dell'Età del Ferro. *Le ricerche della Scuola Archeologica Italiana di Atene*, pp.39-53.

Davis, R.A., Fitzgerald, D.M., 2004. *Beaches & Coasts*. Blackwell Publishing, London.

De Graauw, A., 2014. *Ancient Ports and Harbours. The Catalogue*, 4th ed., Port Revel.

Doumas, Ch., 1997. Poliochne: koinoniko-oikonomikes domes. In Doumas, C. G., Rosa, V. La., (Eds.), *E Poliochne kai e Proïme Epoche tou Chalkou sto Boreio Aigaio*, Athens, pp. 211-222.

Essen, K., 2005. A Holocene sea level curve for the Eastern Mediterranean from multiple indicators, Sea level change in Eastern Mediterranean during Holocene . *Annals of Geomorphology* 137, 1-9.

Evelpidou, N., Pavlopoulos, K., Vassilopoulos, A., Triantaphyllou, M., Vouvalidis, K., Syrides, G., 2010. Sea level changes in Upper Holocene and palaeogeographical reconstruction. *Geodinamica Acta* 23, 233-240.

Flemming, N., 1972. Eustatic and tectonic factors in the relative vertical displacement of the Aegean coast in the Mediterranean Sea. In Stanley, D.J., (Eds) *Stroudsburg*, pp. 189-201.

Franco, L., 1996. Ancient Mediterranean harbours, a heritage to preserve. *Ocean and Coastal management* 30, 115-151.

Friedrich, C., 1906. Lemnos. *Ath. Mitt* 31, pp. 60-86.

Frenzel, P., Boomer, I., 2005. The use of ostracods from marginal marine, brackish waters as bioindicators of modern and Quaternary environmental change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 225, 68–92.

Fouache, E., Kelterbaum, D., Brückner, H., Lericolais, G., Porotov, A., Dikarev, V., 2011. The Late Holocene evolution of the Black Sea; a critical view on the so-called Phanagorian regression. *Quaternary International* 266, 162-174.

Fouache, E., Sibella, P., Dalongeville, R., 2005. Harbours and Holocene variations of the shoreline between Andriake and Alanya (Turkey). *Mediterranean N.1.2*. pp. 82-94.

Geraga, M., Tsaila-Monopolis, St., Ioakim, Ch., Papatheodorou, G., Ferentinos, G., 2005. Short-term climate changes in the southern Aegean Sea over the last 48.000 years. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 220, 311–332.

Ghilardi, M., Kunesc, S., Styllas, M., Fouache, E., 2008. Reconstruction of Mid-Holocene sedimentary environments in the central part of the Thessaloniki Plain (Greece), based on microfaunal identification, magnetic susceptibility and grain-size analyses. *Geomorphology* 97, 617 – 630.

Goiran, J. PH., Pavlopoulos, K., Fouache, E., Triantaphyllou, M., Roland, E., 2011. Piraeus, the ancient island of Athens: Evidence from Holocene sediments and historical archives. *Geology* 39 (no.6), 531-534.

Greco, E., Papi, E., (ed.), 2008. Hephaestia 2000-2006. Ricerche e scavi della Scuola Archeologica Italiana di Atene in collaborazione con il Dipartimento di Archeologia e Storia delle Arti dell'Università di Siena, Paestum, Atene.

Gupta, S., Platon, E., 2006. Tracking past sedimentary records of oxygen depletion in coastal waters: USE of the ammonia –elphidium foraminiferal index. *Journal of Coastal Research Special* 39,1351-1355.

Gupta, S., Turner, R., Rabalais, N., 1996. Seasonal oxyden depletaion in continental shelf waters of Louisiana: historical recods of benthic foraminifers. *Geology* 24, .227-230.

Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Pertusati, P., Fytikas, M., Kolio,s N., Vougioukalakis, G.E., Androulakakis, N., Critelli, S., Caracciolo, L., 2009. Geological map (scale 1:50,000) of Limnos island (greece): explanatory notes, *Acta Vulcanologica* 21 (1-2), 123-134

Holbourn, A., Henderson, A.S., MacLeod, N., 2013. *Atlas of Benthic Foraminifera*, Natural History Museum, UK.

Hottinger, L., Halicz, E., Reis, Z., 1993. Recent Foraminifera from the Gulf of Aqaba, Red Sea. Slovenian Academy of Sciences and Arts and the Suisse Academy of Natural Sciences, Ljubljana.

Jorissen, F.J., 1988. Benthic foraminifera from the Adriatic Sea: principles of phenotypic variation. *Utrecht Micropaleontological Bulletin* 37, 1-11.

Kapsimalis, V., Pavlopoulos, K., Panagiotopoulos, I., Drakopoulos, P., Vandarakis, D., Sakelariou, D., Anagnostou, C., 2009. Geoarchaeological challenges in the Cyclades continental shelf (Aegean Sea). *Z. Geomorph. N.E.* 53 pp.169-190.

Koukousioura, O., Dimiza, M., Triantaphyllou, M., Hallock, P., 2011. Living benthic foraminifera as an environmental proxy in coastal ecosystems: A case study from the Aegean Sea (Greece, NE Mediterranean). *Journal of Marine Systems* 88, 489-501.

Koukousiora, O., Triantaphyllou, M., Dimiza, M., Pavlopoulos, K., Syrides, G., Vouvalidis, K., 2012. Benthic foraminiferal evidence and paleoenvironmental evolution of Holocene coastal plains in the Aegean Sea. *Quaternary International* 261, 105-117.

Lamb, H., 1997. *Climate*. London

Lambeck, K., 1996. Sea level change and shoreline evolution in Aegean -Greece since Upper Paleolithic time. *Antiquity* 70, 588-611.

Lambeck, K., 2004. Sea-Level Change through the Last Glacial Cycle: Geophysical, Glaciological and Palaeogeographic Consequences. *Geoscience* 336, 677-689.

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., Anzidei, M., Antonioli, F., Benini, A., Esposito, A., 2004. Sea level in Roman time in the Central Mediterranean and implications for recent change. *Earth and Planetary Science Letters* 224, 563–575.

Loeblich, A. R., Tappan, H., 1987. *Foraminiferal Genera and Their Classification*. Van Nostrand Reinhold, New York.

Ludwig, J.A. Raynolds, J.F., 1988. *Diversity indices, Ecology : A primer on methnods and computing*. Wiley, New York.

Lykousis, V., Roussakis, G., Alexandri, M., Pavlakis, P., Papoulia, I., 2002. Sliding and regional slope stability in active margins: North Aegean Trough (Mediterranean). *Marine Geology* 186, 281-298.

Marangou, Ch., Della Casa, Ph., 2009. Islands in the mediterranean: Introduction. *European Journal of Archaeology*, 2-16.

Maravelis, A., Konstantopoulos, P., Pantopoulos, G., Zelilidis, A., 2007. Application of bed thickness distribution in turbidite deposits of Lemnos island, NE Greece. *Bulletin of the Geological Society of Greece* vol. XXXX, 154-160.

Maravelis, A., and Zelilidis, A., 2012. Porosity-Permeability and Textural Parameters of the Palaeogene Forearc Sedimentary Fill on Lemnos Island, NE Greece *Turkish Journal of Earth Sciences* 21,415-438.

Massey, A.C., Paul, M.A., Gehrels, W.R., Charman, D.J., 2006. Autocompaction in Holocene coastal back-barrier sediments from south Devon, southwestEngland, UK. *Marine Geology* 226, 225-241.

Mazzini, I., Anadon, P., Barbieri, M., Castorina, F., Ferreli, L., Gliozzi, E., Mola, M., Vittori, E., 1999. Late Quaternary sea-level changes along the Tyrrhenian coast near Orbetello (Tuscany, central Italy): palaeoenvironmental reconstruction using ostracods. *Marine Micropaleontology* 37, 289–311.

McGeehan-Liritzis, V., 1988. Seafaring, craft and cultural contact in the Aegean during the 3rd millennium BC. *The International Journal of Nautical Archaeology and Underwater Exploration* 17.3 pp. 237-256 Wadham College, Oxford University.

Morhange, C., Goiran, J-P., Bourcier, M., Carbonel, P., Campion, J., Rouchy, J.-M., Yon, M., 2000. Recent Holocene paleo-environmental evolution and coastline changes of Kition, Larnaca, Cyprus, Mediterranean Sea. *Marine Geology* 170, 205-230

Morner, A.N., 2005. Sea level changes and crustal movements with special aspects on the eastern Mediterranean: Sea level change in Eastern Mediterranean during Holocene. *Annals of Geomorphology* Volume 137, 91-102.

Munsell, 1975. Soil Color charts, Soiltest. Baltimore INC USA.

Murray, J.W., 2007. Ecology and Applications of Benthic Foraminifera. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 426.

Papazachos, B.C., Papadimitriou, E.E., Kiratzi, A.A., Papazachos, C.B., Louvari, E.K., 1998. Fault plane solutions in the Aegean Sea and the surrounding area and their tectonic implication. *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata* 39, 199–218.

Papadopoulos, G., Chalkis J., 1984. Tsunamis Observed in Greece and the Surrounding Area from Antiquity up to the Present Times. *Marine Geology* 56, 309-317.

Papadopoulos, G., Fokaefs, A., 2005. Strong tsunamis in the Mediterranean Sea: a re-evaluation. *Journal of Earthquake Technology* 42, 159-170.

Papanikolaou, I., Papanikolaou, D., 2007. Seismic hazard scenarios from the longest geologically constrained active fault of the Aegean. *Quaternary International* 171–172, 31–44.

Papathanassiou, E., Zenetos, A., 2005. (Eds), SoHelME, State of the Hellenic Marine Environment. HCMR Publ., Anavyssos, pp. 360.

Pavlidis, S., Caputo, R., 2004. Magnitude versus faults surface parameters: quantitative relationships from the Aegean Region. *Tectonophysics* 380, 159– 188.

Pavlidis, S., Tsapanos, Th., Zouros, N., Sboras, S., Koravos, G., Chatzipetros, A., 2009. Using Active Fault Data For Assessing Seismic Hazard: A Case Study From Ne Aegean Sea, Greece. *Earthquake Geotechnical Engineering Satellite Conference. XVIIth International Conference on Soil Mechanics & Geotechnical Engineering. Alexandria, Egypt*, pp. 1-14.

Pavlopoulos, K., Karkanas, P., Triantaphyllou, M., Karymbalis, E., Tsourou, Th., Palyvos, N., 2006. Paleoenvironmental evolution of the coastal Plain of Marathon, Greece, during the Late Holocene: Depositional Environment, Climate and Sea Level Changes. *Journal of Coastal Research* 22, 424-438.

Pavlopoulos, K., 2010. Relative sea level fluctuations in the Aegean coastal areas from middle to late Holocene. *Geodinamica Acta* 23, 225-232.

Pavlopoulos, K., Triantaphyllou, M., Karkanas, P., Kouli, K., Syrides, G., Vouvalidis, K., Palyvos, N., Tsourou, Th., 2010. Paleoenvironmental evolution and prehistoric human environment in the embayment of Palamari (Skyros Island, Greece) during Middle Holocene. *Quaternary International* 216, 41-53.

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* 22, 717-728.

Pavlopoulos, K., Fouach, E., Sidiropoulou, M., Triantaphyllou, M., Vouvalidis, K., Syrides, G., Gonnet, A., Greco E., 2013. Palaeoenvironmental Evolution and Sea-Level Changes in the Coastal Area of NE Lemnos Island (Greece) during Holocene. *Quaternary International* 308-309, 80-88.

Pe-Piper, G., Piper, D., Koukouvelas, I., Dolansky, L.M., Kokkalas, S., 2009. Postorogenic shoshonitic rocks and their origin by melting underplated basalts: The Miocene of Limnos, Greece. *Geological Society of America Bulletin* 121, 39-54.

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.

Pirazzoli, A., Laborel, J., Stiros, C., 1996. Coastal indicators of rapid uplift and subsidence: examples from Crete and other eastern Mediterranean sites. *Zeitschrift für Geomorphologie* 102, 21-35.

Pirazzoli, 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.

Poulos, S., 2009. Origin and distribution of the terrigenous component of the unconsolidated surface sediment of the Aegean floor: A synthesis. *Continental Shelf Research* 29, 2045–2060.

Rackham, O., 2008. Holocene History of Mediterranean Island Landscape, in book Vogiatzakis N.I. et al. Chapter 3- Mediterranean Island Landscapes, Springer Science, UK.

Ramsey, B.C., 2009. Dealing with outliers and offsets in radiocarbon dating. *Radiocarbon* 51(3), 1023-1045.

Ryan, W., Pitman, W., 1998. Noah's Flood, The New Scientific Discoveries About The Event That changed History. Simon & Schuster, New York.

Sgarrella, F., Moncharmont, Z.M., 1993. Benthic foraminifera of the Gulf of Naples (Italy): systematics and autoecology. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 32, 145-264.

Siani, G., Paterne, M., Arnold, M., Bard, E., Métiévier, B., Tisnerat, N., Bassinot, F., 2000. Radiocarbon Reservoir Ages In The Mediterranean Sea And Black Sea. *Radiocarbon* Vol 42, 271–280.

Sidiropoulou, M., Fouache, E., Pavlopoulos, K., Triantaphyllou, M., Vouvalidis, K., Syrides, G., Greco, E., 2014. Geomorphological evolution and paleoenvironment reconstruction in the northeastern part of Lemnos island (north aegean sea). *Aegaeum* 37, Physis - l'environnement naturel et la relation homme-milieu dans le monde égéen protohistorique. Peeters Leuven – Liege pp.49-56.

Simpson, G., 1949. Measurement of Diversity. *Nature* 163, p. 688

Sotirakopoulou, P., 2008. The Cyclades, the East Aegean Islands and the Western Asia Minor: Their Relations in the Aegean Late Neolithic and Early Bronze Age. In Erkanal, H., Hauptmann, H., Sahoglu, V., Tuncel, R., (Eds.), *The Aegean in the Neolithic, Chalcolithic and the Early Bronze Age*, Ankara, pp.533-558.

Tartaron, T., Rothaus, R., Pullen, D., 2003. Searching for Prehistoric Aegean Harbors with GIS. *Geomorphology and Archaeology. Review* 4 Athens, pp. 27-36.

Tine, S., Traverso, A., 2001. Poliochni: The Earliest Town in Europe. Athens.

Tranos, M. D., 2009. Faulting of Lemnos Island; a mirror of faulting of the North Aegean Trough, Northern Greece. *Tectonophysics* 467, 72–88.

Traverso, A., 1997. Nuovi dati su Poliochni Azzurro. In Dumas, C. G., Rosa, V. La. (Eds.), *E Poliochne kai e Proïme Epoche tou Chalkou sto Boreio Aigaio*, Athens, pp. 58-77.

Triantaphyllou, M., Tsourou, T., Koukousioura, O., Dermitzakis, M., 2005. Foraminiferal and ostracod ecological patterns in coastal environments of SE Andros Island (Middle Aegean Sea, Greece). *Revue de Micropaleontologie* 48, 279–302.

Triantaphyllou, M., Antonarakou, A., Kouli, K., Dimiza, M., Kontakiotis, G., Ziveri, P., Mortyn, G., Lykousis, V., Dermitzakis, M., 2007. Plankton Ecostratigraphy and pollen assemblage zones over the last 14 000 years in SE Aegean Sea (Core NS-14). Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXX. Πρακτικά του 11^{ου} Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, pp. 209-224.

Triantaphyllou, M., Ziveri, P., Gogou, A., Marino, G., Lykousis, V., Bouloubassi, I., Emeis, K., Kouli, K., Dimiza, M., Rosell-Melé, A., Papanikolaou, M., Katsouras, G., Nunez, N., 2009. Late Glacial–Holocene climate variability at the south-eastern margin of the Aegean Sea. *Marine Geology* 266, 182–197.

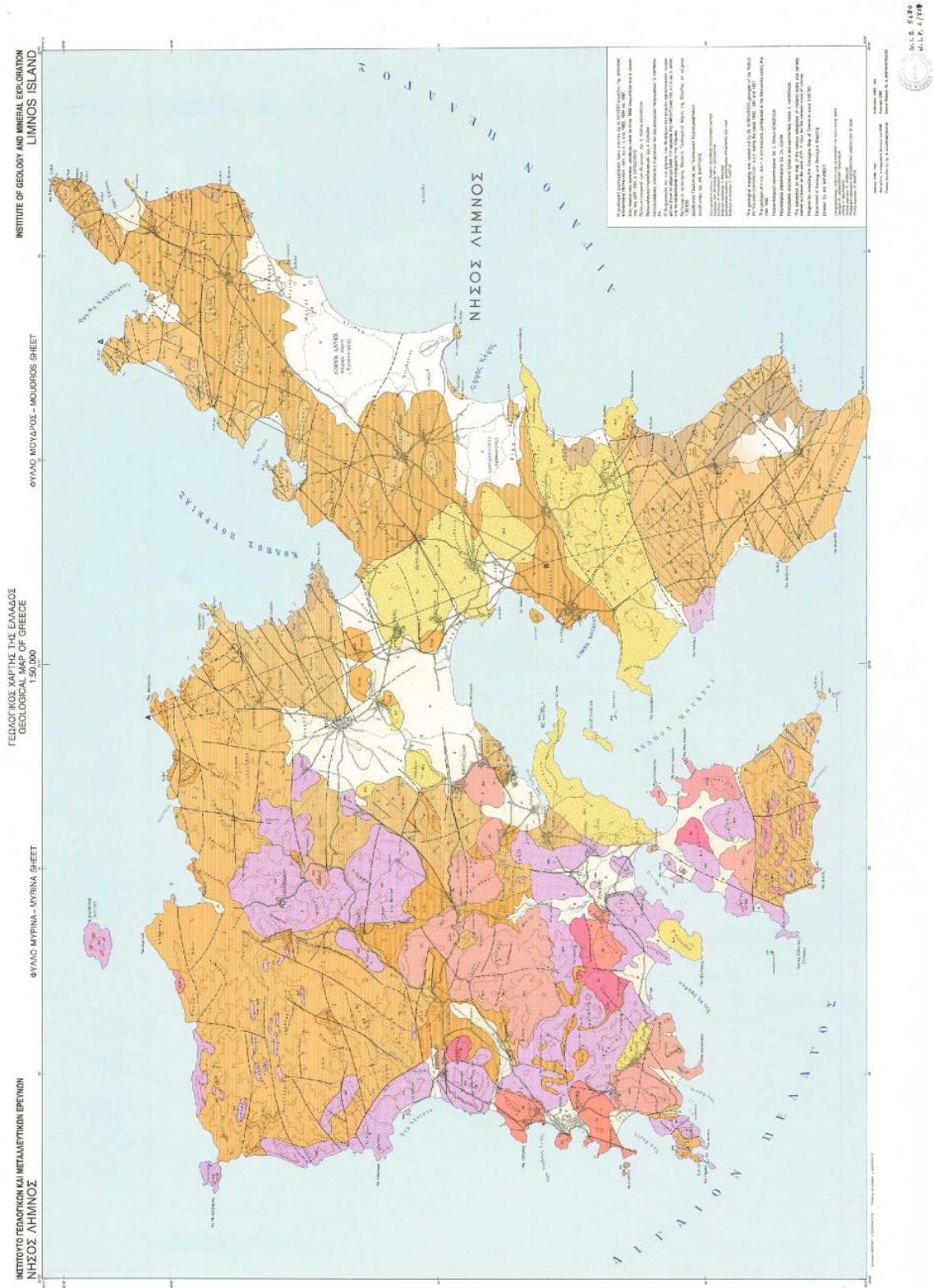
Triantaphyllou, M., Kouli, K., Tsourou, Th., Koukousioura, O., Pavlopoulos, K., Dermitzakis, M., 2010. Paleoenvironmental Changes since 3000 BC in the coastal marsh of Vravron (Attica, SE Greece). *Quaternary International* 216, 14–22.

Tsimplis, M., 1994. Tidal Oscillations in the Aegean and Ionian Seas. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 39, 201-208.

Vouvalidis, K., Syrides, G., Pavlopoulos, K., Papakonstantinou, M., Tsourlos, P., 2010. Holocene palaeoenvironmental changes in Agia Paraskevi prehistoric settlement, Lamia, Central Greece. *Quaternary International* 216, 64–74.

Vouvalidis, K.G., Syrides, G.E., Albanis, K.S., 2005. Holocene morphology of the Thessaloniki Bay: Impact of sea level rise. *Z.f. Geomorphology N.F. Suppl. Vol. 137* pp.147-158.

Weiss, H., 1997. Late third millennium abrupt climate change and social collapse in west Asia and Egypt, Third Millennium B.C. *Climate Change and Old World Collapse*. NATO Asi Series pp.711-722 Berlin.



Χάρτη 1. Γεωλογικός χάρτης Λήμνου Ρούσσος 1993.

