



ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ

ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ & ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΔΙΑΤΜΗΜΑΤΙΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ
«ΩΚΕΑΝΟΓΡΑΦΙΑ ΚΑΙ ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗ ΘΑΛΑΣΣΙΟΥ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ»

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

**ΚΑΡΚΑΝΗ ΆΝΝΑ
ΓΕΩΛΟΓΟΣ**

ΤΙΤΛΟΣ ΔΙΑΤΡΙΒΗΣ

“Μελέτη των ακτόλιθων της Ανατολικής Αττικής”

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

Ευελπίδου Νίκη - Νικολέττα
Χαροκόπειο Πανεπιστήμιο
Σταματάκης Μιχάλης

Επ. Καθηγήτρια ΕΚΠΑ (Επιβλέπουσα)
Καθηγητής, ΕΚΠΑ
Καθηγητής, ΕΚΠΑ

**ΑΘΗΝΑ
ΙΟΥΝΙΟΣ 2012**

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

Μελέτη των ακτόλιθων της Ανατολικής Αττικής

Αννα Γ. Καρκάνη

A.M.: 29018

ΕΠΙΒΛΕΠΟΝΤΕΣ: **Νίκη-Νικολέττα Ευελπίδου**, Επίκουρη Καθηγήτρια
Χαμπίκ Μαρουκιάν, Καθηγητής
Μιχάλης Σταματάκης, Καθηγητής

Ιούνιος 2012

Περιεχόμενα

Περίληψη	6
Summary	7
Ευχαριστίες	9
1. Εισαγωγή.....	11
1.1 Δείκτες μεταβολής θαλάσσιας στάθμης και η ακρίβεια τους.	13
2. Ακτόλιθοι - beachrocks.....	18
2.1 Εισαγωγή	18
2.2 Χαρακτηριστικά των ακτόλιθων	20
2.2.1 Μορφολογία και υφή.....	20
2.2.2 Συγκολλητικό υλικό	24
2.2.3 Παράγοντες της συγκόλλησης	26
2.3 Θεωρίες σχηματισμού των ακτόλιθων	29
2.3.1 Απευθείας καθίζηση συγκολλητικού υλικού	29
2.3.2 Μίξη θαλασσινού και μετεωρικού νερού.....	30
2.3.3 Απομάκρυνση/διαφυγή του CO ₂	30
2.3.4 Βιολογική δραστηριότητα	31
2.4 Οι επιπτώσεις των ακτόλιθων στις ακτές	33
2.4.1 Μορφοδυναμική ακτών	33
2.4.2 Παράκτια οικολογία	36
3. Γενικά Χαρακτηριστικά Περιοχής Μελέτης.....	40
3.1 Γεωγραφικά στοιχεία.....	40
3.2 Κλίμα	40
3.3 Γεωλογία.....	41
3.4 Τεκτονική	42
4. Μεθοδολογία	45
5. Αποτελέσματα	48
5.1 Θέση 1: Νέα Μάκρη – Παραλία Αγ. Παντελεήμονα	48
5.1.1 Γεωμορφολογικές Παρατηρήσεις	48
5.1.2 Ορυκτολογικές Παρατηρήσεις	55
5.2 Θέση 2: Νέα Μάκρη – Παραλία Ν. Μάκρης	57
5.2.1 Γεωμορφολογικές Παρατηρήσεις	57
5.2.2 Ορυκτολογικές Παρατηρήσεις	65

5.3 Θέση 3: Αρτέμιδα – Παραλία Αρτέμιδος.....	67
5.3.1 Γεωμορφολογικές Παρατηρήσεις	67
5.3.2 Ορυκτολογικές Παρατηρήσεις.....	73
5.4 Θέση 4: Βραυρώνα – Παραλία Χαμολιάς.....	75
5.4.1 Γεωμορφολογικές Παρατηρήσεις	75
5.4.2 Ορυκτολογικές Παρατηρήσεις.....	83
5.5 Θέση 5: Πόρτο Ράφτη – Παραλία Καλός Γιαλός.....	85
5.5.1 Γεωμορφολογικές Παρατηρήσεις	85
5.5.2 Ορυκτολογικές Παρατηρήσεις.....	94
5.6 Θέση 6: Πόρτο Ράφτη	96
5.6.1 Γεωμορφολογικές Παρατηρήσεις	96
5.6.2 Ορυκτολογικές Παρατηρήσεις.....	105
5.7 Θέση 7: Πόρτο Ράφτη – Παραλία Αγίας Μαρίνας.	107
5.7.1 Γεωμορφολογικές Παρατηρήσεις	107
5.7.2 Ορυκτολογικές Παρατηρήσεις.....	116
6. Μεταβολές στάθμης θάλασσας στην Ανατολική Αττική	119
7. Συμπεράσματα	124
Ελληνική Βιβλιογραφία	125
Ξένη Βιβλιογραφία	126

Περίληψη

Η παρούσα διπλωματική εργασία πραγματεύεται με την μελέτη και καταγραφή των ακτόλιθων της Ανατολικής Αττικής, από τον όρμο του Μαραθώνα έως το Πόρτο Ράφτη, με στόχο να εξαχθούν συμπεράσματα για τις σχετικές μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης της περιοχής.

Οι ακτόλιθοι (beachrocks) είναι παράκτιοι ιζηματογενείς σχηματισμοί αποτελούμενοι από παράλια ιζήματα, τα οποία συγκολλούνται μέσω της απόθεσης ανθρακικών υλικών. Η λιθοποίηση λαμβάνει χώρα στη μεσο-παλιρροιακή ζώνη και μπορεί να περιλαμβάνει κάθε είδους ιζήματα, όπως άμμους και κροκάλες κλαστικής και βιογενούς προέλευσης.

Η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε περιλαμβάνει την παράκτια και υποθαλάσσια χαρτογράφησή τους, την καταγραφή των χαρακτηριστικών τους (ύψος σε σχέση με τη στάθμη της θάλασσας, πλάτος, πάχος, κλίση), καθώς και την συλλογή δειγμάτων από το υποθαλάσσιο τμήμα τους. Στην συνέχεια, ακολούθησε η μικροσκοπική μελέτη των δειγμάτων ώστε να μελετηθεί η φύση και η σύνθεση του συγκολλητικού υλικού. Τέλος, οι ακτόλιθοι συσχετίστηκαν με διαθέσιμους στρωματογραφικούς, γεωμορφολογικούς και αρχαιολογικούς δείκτες της ευρύτερης περιοχής.

Μελετήθηκαν και καταγράφηκαν οι ακτόλιθοι από 7 ακτές της Ανατολικής Αττικής. Συνολικά για την περιοχή μελέτης, οι ακτόλιθοι εκτείνονται από τη στάθμη της θάλασσας μέχρι το μέγιστο βάθος των -1,8 m, το οποίο παρατηρήθηκε στην παραλία της Αγίας Μαρίνας στο Πόρτο Ράφτη. Στην παραλία της Νέας Μάκρης, καταγράφηκε το μεγαλύτερο πάχος τους, το οποίο φτάνει τα 40 cm.

Στις παραλίες της Νέας Μάκρης και του Αγίου Παντελεήμονα και σε μικρότερο βαθμό στην παραλία της Αρτέμιδος εκτεταμένες εμφανίσεις των ακτόλιθων έχουν απομακρυνθεί ή καταστραφεί από ανθρώπινες δραστηριότητες με σκοπό να γίνει πιο προσπελάσιμη η ακτή για τους λουόμενους και να υπάρξει τουριστική ανάπτυξη της περιοχής.

Συνολικά για όλους τους υπό μελέτη ακτόλιθους οι πιο συχνά παρατηρούμενες αύλακες προσανατολίζονται εγκάρσια στην ακτογραμμή, ενώ ακολουθούν οι παράλληλες και οι διαγώνιες στην ακτογραμμή.

Η ορυκτολογική ανάλυση των υπό μελέτη ακτόλιθων έδειξε ότι αποτελούνται κυρίως από κόκκους χαλαζία και σε μικρότερο ποσοστό από κόκκους ασβεστίτη. Το συγκολλητικό υλικό των δειγμάτων χαρακτηρίζεται ως ασβεστικό-δολομιτικό, με ποσοστά μαγνησίου (MgO) από 5% έως 7,8%.

Σύμφωνα με τη συσχέτιση των ακτόλιθων με στρωματογραφικούς, γεωμορφολογικούς και αρχαιολογικούς δείκτες από την ευρύτερη περιοχή συμπεραίνεται ότι: α) οι ακτόλιθοι της περιοχής μελέτης έχουν σχηματιστεί τα τελευταία 2000 χρόνια και β) η περιοχή παρουσιάζει σχετική βύθιση.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: ακτόλιθοι, Ανατολική Αττική, μεταβολές στάθμης θάλασσας, συγκολλητικό υλικό

Summary

This thesis deals with the study and record of the beachrocks of East Attica, from Marathon bay to Porto Rafti, and aim to draw conclusions concerning the sea level changes in the area.

Beachrocks are consolidated sedimentary formations and are composed of coastal sediments, which are cemented through the precipitation of carbonates. The lithification takes place in the intertidal zone and can include various sediments, such as sands and gravels of clastic and biogenic origin.

The methodology included the coastal and submarine mapping of beachrocks, the recording of their characteristics (height in relation to sea level, width, thickness, and inclination) as well as the collection of samples from their submarine section. The samples were studied under a microscope, in order to determine the nature and composition of the cement. Finally, the beachrocks were correlated with available stratigraphic, geomorphologic and archaeological indicators, from the wider area.

Beachrocks from 7 coasts of East Attica were studied and recorded. In total, the beachrocks extend from sea level down to a maximum depth of -1,8 m, located in St. Marina beach, Porto Rafti. Their largest thickness was recorded in the coast of Nea Makri.

On the coasts of Nea Makri, St. Panteleimonas and Artemida, extensive parts of beachrocks have been removed or destroyed by human activities, in order to make the coasts more accessible to the public and for the touristic development of the areas.

Overall, for all the studied beachrocks, the most frequently observed furrows are oriented transverse to the coast, followed by those parallel and diagonal to the coast.

The mineralogical analysis of the studied beachrocks showed that they consist mainly of quartz grains, and to a lesser extent of calcite grains. The cement of the samples is characterized as calcitic – dolomitic, with MgO percentages ranging from 5% to 7,8%.

According to the correlation of beachrocks with stratigraphic, geomorphologic and archaeological indicators from the wider area, it can be concluded that: a) the beachrocks in the study area have formed during the last 2000 years, and b) the area is submerging.

KEYWORDS: beachrocks, East Attica, sea level changes, cement

Στη μητέρα μου

Ευχαριστίες

Στο σημείο αυτό, θα ήθελα να εκφράσω τις ειλικρινείς μου ευχαριστίες σε όσους συνέβαλαν στην εκπόνηση αυτής της διπλωματικής εργασίας και συγκεκριμένα προς:

Την Επίκουρη Καθηγήτρια του Εθνικού & Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών **Δρ. Δρ. Νίκη Ενελπίδου** (Επιβλέπουσα) για την ανάθεση του θέματος και την αμέριστη βοήθεια και στήριξη που μου παρείχε σε όλα τα στάδια εκπόνησης αυτής της εργασίας. Θα ήθελα επίσης να την ευχαριστήσω για όλη την υποστήριξη και την προσπάθεια που έκανε για να μου μεταδώσει την πολύτιμη εμπειρία της και τις γνώσεις της, αλλά και το πολυτιμότερο για ένα νέο επιστήμονα, την αγάπη για την επιστήμη μου.

Τον Καθηγητή του Εθνικού & Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών **Δρ. Χαμπίκη Μαρούκιάν** για την επιστημονικές επισημάνσεις και παρατηρήσεις και την βιβλιογραφική υποστήριξη σε όλα τα στάδια εκπόνησης αυτής της εργασίας.

Τον Καθηγητή του Εθνικού & Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών **Δρ. Μιχάλη Σταματάκη** για την βοήθεια του σε όλα τα στάδια της εργασίας και κυρίως για την ενεργή συμμετοχή του στα κεφάλαια που αφορούσαν τις ορυκτολογικές αναλύσεις.

Τον συνάδελφο υποψήφιο MSc Ισίδωρο Καμπόλη για την βοήθεια και ενεργή συμμετοχή του κατά τις δειγματοληγίες μεγάλου βάθους

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω τη μητέρα μου για την υποστήριξη και συμπαράσταση της καθ' όλη τη διάρκεια των σπουδών μου καθώς και όλους τους συμφοιτητές και φίλους από διάφορες ειδικότητες, για τη συνεργασία και συμπαράστασή τους .

Κεφάλαιο 1

Εισαγωγή

1. Εισαγωγή

Η μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης αποτελεί ένα μέτρο της σχετικής κατακόρυφης κίνησης μεταξύ επιφάνειας ξηράς και θάλασσας. Οποιαδήποτε αλλαγή αντικατοπτρίζει τόσο την κίνηση της ξηράς όσο και την μεταβολή του όγκου του ωκεανού. Εν αποντίᾳ τεκτονικών διεργασιών, η κύρια συμβολή προέρχεται από την ανάπτυξη και υποχώρηση των παγοκαλυμμάτων που προκαλούν μεταβολές στον όγκο του ωκεανού, στην μορφή της επιφάνειας των ωκεανών και στην κατακόρυφη θέση της επιφάνειας της γης. Επιπροσθέτως, συνυπολογίζονται οι κατακόρυφες μετατοπίσεις της ξηράς, προκαλούμενες από τεκτονικές δυνάμεις ή φόρτιση ιζημάτων και οι μεταβολές στον όγκο που προκαλούνται, για παράδειγμα, από αλλαγές στην θερμική δομή των ωκεανών. Επομένως, η διερεύνηση των μεταβολών του όγκου του ωκεανού από δεδομένα θαλάσσιας στάθμης απαιτεί την ανεξάρτητη αξιολόγηση των κινήσεων της ξηράς, οι οποίες είναι αποτέλεσμα των τεκτονικών διεργασιών και της ισοστατικής απόκρισης της γης στην φόρτιση από πάγο και νερό κατά την διάρκεια των παγετωδών κύκλων (Lambeck & Chappell, 2001, Milne et al., 1999). Η εκτίμηση αυτής της αλλαγής κατά της διάρκεια της σημερινής μεσοπαγετώδους περιόδου είναι σημαντική για την συζήτηση σχετικά με την επίδραση του ανθρώπου στο κλίμα, ώστε να καθοριστεί κατά πόσο διεργασίες όπως η θερμική διαστολή των ωκεανών ή η ανταλλαγή μάζας μεταξύ των ωκεανών, του εδάφους και του επιφανειακού νερού συνεισφέρουν στην σημερινή ανύψωση της θαλάσσιας στάθμης (Church et al., 2001).

Τις τελευταίες 5-6 χιλιετίες, μετά το τέλος της μεγάλης αποπαγετοποίησης, οι μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης είναι γενικά μικρές (Lambeck & Chappell, 2001) και συχνά μικρότερες από το τοπικό εύρος παλιρροιας. Έτσι, είναι συνήθως εφικτό να τεθούν παγκοσμίως άνω όρια ~0.5 m στην ακρίβεια των διακυμάνσεων της στάθμης των ωκεανών για το διάστημα αυτό. Οι πιο ακριβείς ενόργανες καταγραφές για τα τελευταία 100 χρόνια υποδεικνύουν ότι έχουν παρατηρηθεί μεταβολές της τάξης των 1–2 mm ανά έτος, αλλά η διάρκεια αυτής της αλλαγής ή ο χρόνος έναρξης παραμένει ασαφής (Church et al., 2001, Woodworth, 1999).

Οι μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης αποτελούν άθροισμα ευστατικών, παγετο-υδρο-ισοστατικών και τεκτονικών παραγόντων. Ο πρώτος από αυτούς είναι παγκόσμιος, ενώ οι άλλοι δύο διαφέρουν ανάλογα με την τοποθεσία. Η παγετο-υδρο-ισοστατική συνιστώσα παρουσιάζει μια καλά καθορισμένη κατανομή και είναι εύκολα προβλέψιμο, ενώ η τεκτονική συνιστώσα παρουσιάζει ένα λιγότερο ομαλό μοτίβο, το οποίο είναι μικρότερου μήκους κύματος και λιγότερο προβλέψιμο. Οι παράγοντες αυτοί διαμορφώνουν αθροιστικά μια πολύπλοκη χωρική και χρονική κατανομή σχετικών μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης στην ακτογραμμή της Κεντρικής Μεσογείου. Οι παρατηρήσεις αυτών των μεταβολών παρέχουν πληροφορίες σχετικά με την ρεολογία της γης, τους ρυθμούς των κατακόρυφων τεκτονικών κινήσεων και του παγκόσμιου ισοζυγίου πάγου-ωκεανού κατά την διάρκεια των παγετωδών κύκλων.

Η μελέτη των μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης στην ακτή περιλαμβάνει παρατηρήσεις σχετικά με την σχέση ηλικία – ύψος γεωλογικών αποθέσεων και

αρχαιολογικών κατασκευών, των οποίων η θέση προσδιορίζεται σε σχέση με την σύγχρονη θαλάσσια στάθμη. Κατά την διάρκεια της τελευταίας δεκαετίας, έχουν προκύψει αξιόλογες νέες πληροφορίες, πολλές από αυτές όμως σχετίζονται με τα τελευταία στάδια της τελευταίας παγκόσμιας αποπαγετοποίησης. Το υλικό αυτό μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τη στάθμιση των παραμέτρων που καθορίζουν τα ισοστατικά μοντέλα, εάν γίνει μια ανεξάρτητη αξιολόγηση των τεκτονικών ρυθμών μεταβολής.

Στην κεντρική Μεσόγειο είναι γνωστή η παγετο-υδρο-ισοστατική εξίσωση για τις μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης, ως αποτέλεσμα της ανάπτυξης και υποχώρησης των μεγάλων παγετικών καλυμμάτων στα υψηλά γεωγραφικά πλάτη και έχει καθοριστεί η ευρύτερη κατανομή μεταβολών (Lambeck & Johnston, 1995, Lambeck & Bard, 2000). Πέρα από τον τεκτονικό παράγοντα, ο ευστατισμός συνεισφέρει σημαντικά στην μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης στην Μεσόγειο. Ωστόσο, τα παγετο-ισοστατικά αποτελέσματα είναι σημαντικά, παρόλο που η περιοχή βρίσκεται μακριά από τα περιθώρια των πρώην παγετικών καλυμμάτων. Σημαντική συνέπεια των μεγάλων παγετικών καλυμμάτων είναι ότι καθ' όλο το μήκος της Ιταλίας ο φλοιός υποχωρεί ως απόκριση στην τελευταία αποπαγετοποίηση. Η υδρο-ισοστατική συνεισφορά είναι αποτέλεσμα της φόρτισης του ωκεάνιου πυθμένα από το νερό (τήξη του πάγου) που εισέρχεται στην Μεσόγειο και προκαλεί μέγιστη ταπείνωση στα κεντρικά τμήματα της λεκάνης και σχετική ανύψωση στην ακτογραμμή και την ενδοχώρα. Εφόσον είναι γνωστή η ρεολογία της γης, η ιστορία των παγκόσμιων παγετικών καλυμμάτων και η γεωμετρία των ωκεάνιων λεκανών, τότε είναι εφικτό να εκτιμηθούν και οι δυο ισοστατικές επιδράσεις. Εάν οι σχετικές παράμετροι είναι μόνο μερικώς γνωστές, τότε οι παρατηρήσεις για τις μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τη βελτίωση των παραμέτρων των μοντέλων. Επομένως, ένα μοντέλο μπορεί να χρησιμοποιηθεί αποτελεσματικά ως εξίσωση για την παρεμβολή μεταξύ αποσπασματικών παρατηρήσεων μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης σε όλη την περιοχή.

Ο Ελλαδικός χώρος χαρακτηρίζεται από την υποβύθιση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική κατά μήκος της Ελληνικής τάφρου και αποτελεί ένα χώρο τεκτονικά ενεργό. Αποτελείται από ~13.676 km ακτογραμμής, περιλαμβάνει χαμηλές παράκτιες πεδιάδες, πολλές από τις οποίες ταπεινώνονται με πιθανότητα πλημμύρας. Άλλες περιοχές, όπως για παράδειγμα ο Κορινθιακός κόλπος χαρακτηρίζεται από ανύψωση στις νότιες ακτές με ρυθμό που φτάνει τα 2 mm/yr (Pirazzoli et al., 2004) και μειώνεται προς τα δυτικά, ενώ οι βόρειες ακτές χαρακτηρίζονται από βύθιση. Ο χώρος των Κυκλαδων χαρακτηρίζεται από μια μακροχρόνια βύθιση με ρυθμό -0.7 και -0.9 mm/yr (Stocchi et al., 2010). Για το χώρο της Αττικής, ο Baeteman (1985) κατά την έρευνα της Ολοκαινικής στρωματογραφικής και ιζηματολογικής εξέλιξης της παράκτιας πεδιάδας του Μαραθώνα δεν αναφέρει νεοτεκτονικές κινήσεις. Σε μια πιο πρόσφατη εργασία, οι Pavlopoulos et al. (2006) αναφέρουν έναν αργό ρυθμό τεκτονικής ανύψωσης για το διάστημα 5500-1300 BP και ένα μειούμενο ρυθμό ανύψωσης της θαλάσσιας στάθμης από τους Κλασσικούς χρόνους και μετά. Συνολικά, υπάρχουν αξιοσημείωτες διαφορές στην τοπική τεκτονική εξέλιξη μεταξύ

γειτονικών παράκτιων περιοχών. Επομένως, οποιαδήποτε ανάλυση δεδομένων της μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης, από την άποψη του ευστατισμού και ισοστασίας, πρέπει να λαμβάνει υπόψη την πιθανότητα κατακόρυφων τεκτονικών κινήσεων κατά μήκος ολόκληρου του παράκτιου χώρου.

Σε αυτό το πλαίσιο, μια σημαντική παρατήρηση στη Μεσόγειο είναι το υψόμετρο της Τελευταίας Μεσοπαγετώδους θαλάσσιας στάθμης (ισοτοπικό στάδιο 5.5, MIS 5.5 ή 5e). Αυτός ο ορίζοντας (ονομάζεται επίσης Τυρρήνια) χαρακτηρίζεται από την παρουσία διάφορων μορφολογικών και λιθοστρωματογραφικών δεικτών, στους οποίους συμπεριλαμβάνονται οι θαλάσσιες εγκοπές (notches), λιμνοθαλάσσιες ιζηματολογικές φάσεις, απολιθωμένες παραλίες και αναβαθμίδες. Συχνά περιέχουν μια χαρακτηριστική συγκέντρωση θερμών οργανισμών-απολιθωμάτων που ονομάζονται Senegalese fauna, συμπεριλαμβανομένου του *Strombus bubonius* (Gignoux, 1913). Αυτό το γαστερόποδο εντοπίζεται στην κεντρική και ανατολική Μεσόγειο μόνο για την περίοδο της τελευταίας Μεσοπαγετώδους υψηλής στάθμης και αποτελεί ένα μοναδικό δείκτη για τον ορίζοντα MIS 5.5. Παγκοσμίως, σε τεκτονικά σταθερές περιοχές, οι ακτογραμμές της τελευταίας Μεσοπαγετώδους περιόδου βρίσκονται λίγα μέτρα πάνω από την σημερινή θαλάσσια στάθμη, αλλά σε ορισμένες θέσεις όπως π.χ. στην Καλαβρία της Ιταλίας, βρίσκονται σε ύψος μεγαλύτερο των 100 m. Σε άλλες δε θέσεις, όπως κατά μήκος των βόρειων ακτών της Αδριατικής, εντοπίζεται κάτω από την σημερινή θαλάσσια στάθμη. Αυτή η θέση χρησιμοποιείται ως δείκτης τεκτονικής σταθερότητας ή διαφορετικά γίνεται μια πρώτης τάξης διόρθωση για την συνεισφορά της τεκτονικής, με βάση την υπόθεση ότι οι μακροπρόθεσμοι (10^5 χρόνια) ρυθμοί ανύψωσης και βύθισης είναι αντιπροσωπευτικοί για μικρότερα χρονικά διαστήματα (10^3 χρόνια).

1.1 Δείκτες μεταβολής θαλάσσιας στάθμης και η ακρίβεια τους.

Οι δείκτες μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης μπορούν να διαχωριστούν σε βιολογικούς, ιζηματολογικούς, διαβρωσιγενείς και αρχαιολογικούς. Οι τελευταίοι έχουν μελετηθεί συνολικά για τη Μεσόγειο από τον Flemming (1969) και για κάποιες θέσεις στην Ιταλική ακτογραμμή από τους Schmiedt (1972) και Pirazzoli (1976). Οι περισσότεροι δείκτες θαλάσσιας στάθμης σχετίζονται με ένα συγκεκριμένο τμήμα του παλιρροιακού εύρους και παρότι στην Μεσόγειο είναι γενικά μικρό, γίνονται, όπου είναι απαραίτητο, διορθώσεις στην μέση θαλάσσια στάθμη.

· Vermetids

Τα Vermetids είναι ένα είδος γαστερόποδων που σχηματίζουν υφάλους στην χαμηλότερη μεσο-παλιρροιακή ζώνη. Επειδή η ζώνη ανάπτυξής τους είναι καλά καθορισμένη τα Vermetids παρέχουν αξιόπιστα δεδομένα για μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης και των τεκτονικών κινήσεων (Laborel et al., 1994, Laborel & Laborel, 1996, Pirazzoli et al., 1996). Στην Μεσόγειο, το συνηθέστερο είδος είναι το γαστερόποδο *Dendropoma petraeum*, το οποίο μπορεί να σχηματίσει υφάλους

πλάτους έως 10 m, σε βάθη μεγαλύτερα από 0,40 m. Τα Vermetids συνήθως δημιουργούν αποικίες σε πλατφόρμες απόξεσης από την κυματική δράση και πολλές φορές το περιθώριο της δομής διαβρώνεται, με αποτέλεσμα να σχηματίζεται ένα συνεχές κατακόρυφο τοίχωμα ύψους 0,4-1 m. Κατά την ανάπτυξή τους, οι ύφαλοι καλύπτονται κατά την πλήμμη, αλλά παραμένουν εκτεθειμένοι κατά την άμπωτη, επομένως η θέση τους προσδιορίζει τη μέση θαλάσσια στάθμη, εντός του εύρους παλίρροιας.

- *Cerastoderma glaucum*

Το Lamellibranchia εντοπίζεται συχνά σε Μεσογειακές παράκτιες πεδιάδες σε λιμνοθαλάσσιες αποθέσεις, τόσο επιφανειακά όσο και σε πυρήνες γεωτρήσεων. Μαζί με άλλα λιμνοθαλάσσια είδη, όπως τα *Bittium*, *Rissoa* *Hydrobia*, το Lamellibranchia καθορίζει τον πυθμένα ενός τυπικού λιμνοθαλάσσιου περιβάλλοντος (Pérès and Picard, 1964), η θέση του οποίου βρίσκεται από 0 έως -2 m σε σχέση με την μέση θαλάσσια στάθμη (Gravina et al., 1989).

- *Lithophaga*

Αυτά τα δίθυρα ζουν μόνο σε ανθρακικά πετρώματα, μεταξύ της χαμηλής παλίρροιας και μέχρι 20 m βάθος. Συνήθως απαντώνται στα ανώτερα λίγα μέτρα, το δε 90% από αυτά απαντάται στα πρώτα 2 m κάτω από τη άμπωτη. Χρησιμοποιούνται συχνά ως δείκτες θαλάσσιας στάθμης, ωστόσο η αβεβαιότητά τους μπορεί να είναι μεγάλη (> 5 m) αν δεν συγχετιστούν με μορφολογικούς δείκτες.

- Σπηλαιοθέματα (speleothems) με ταχεία θαλάσσια ανάπτυξη

Σε ορισμένα ανθρακικά τμήματα των Μεσογειακών ακτών υπάρχουν σπήλαια βυθισμένα. Κατά τη διάρκεια χαμηλής θαλάσσιας στάθμης σχηματίστηκαν τα σπηλαιοθέματα, αλλά καθώς τα σπήλαια κατακλύστηκαν κατά την ανύψωσή της, η ανάπτυξή τους διακόπηκε και επιστρώθηκαν με αποικίες του θαλάσσιου σκώληκα *Serpula massiliensis*. Οι οργανισμοί αυτοί σχηματίζουν τυπικά παχείς θαλάσσιους φλοιούς, που αποτελούνται από ασβεστικούς σωλήνες. Χρονολογώντας το πρώτο και το τελευταίο στρώμα serpulids οι Alessio et al.(1996) βρήκαν το χρόνο βύθισης στο υψόμετρο της δειγματοληψίας. Επειδή ο ρυθμός ανάπτυξης των serpulids είναι πολύ αργός, για τις χρονολογήσεις του ¹⁴C υιοθετείται ένα γραμμικό μοντέλο ανάπτυξης ώστε να βρεθεί μια πρότυπη ηλικία για την παλαιότερη επίστρωση (Alessio et al., 1992). Σε ορισμένα σπηλαιοθέματα η ηλικία της καταβύθισης



Εικόνα 1: Κελύφη από *Lithophaga* και *Vermetus* στην θέση ανάπτυξης τους.

προσδιορίζεται από Lithophaga που τρύπησαν το ηπειρωτικό στρώμα και βρέθηκαν πλήρως καλυμμένα. Σε αυτή την περίπτωση, η ηλικία του Μαλακίου θεωρείται ότι αντιστοιχεί στην πρώτη θαλάσσια αποίκιση του σπηλαιοθέματος και στο προγενέστερο στάδιο καταβύθισης (Antonioli and Oliverio, 1996). Ωστόσο, οι ηλικίες πολλές φορές αντιπροσωπεύουν μόνο οριακές τιμές, καθώς εντοπίζεται ένα κενό 2 ή 3 χιλιάδων ετών μεταξύ των ηλικιών των ηπειρωτικών αποθέσεων και των αρχαιότερων Lithophaga.

- Πυρήνες γεωτρήσεων

Διάφοροι βιολογικοί δείκτες από δειγματοληπτικούς πυρήνες έχουν δώσει ικανοποιητικά αποτελέσματα, όταν η δειγματοληψία προέρχεται από αμμώδη ιζήματα, όπου η συμπύκνωση είναι ελάχιστη. Σε αυτές τις περιπτώσεις, η ακρίβεια του βάθους προσδιορίζεται από την ακρίβεια της σχέσης του βιολογικού δείκτη και της μέσης θαλάσσιας στάθμης. Ωστόσο, σε όλες τις εκτιμήσεις υπολογίζεται ένα σφάλμα 1 m λόγω διαφόρων αβεβαιοτήτων που σχετίζονται με την ερμηνεία των καταγραφών σε πυρήνες. Όταν οι πυρήνες προέρχονται από ελώδεις αποθέσεις, η συμπύκνωση μπορεί να είναι σημαντική και η αβεβαιότητα της θέσης των βιολογικών δεικτών μπορεί να αυξηθεί σημαντικά, έως και 10 m, εκτός εάν τα δείγματα προέρχονται από το κατώτερο τμήμα του έλους ή των αποθέσεων τύρφης ή εάν είναι δυνατή η διόρθωση. Αυτές οι πληροφορίες δεν είναι πάντα διαθέσιμες σε παλαιότερες εργασίες με δεδομένα θαλάσσιας στάθμης.

- Απολιθωμένες αμμώδεις παραλίες

Σε ορισμένες θέσεις, ιδιαίτερα σε ανυψούμενες περιοχές, έχουν εντοπιστεί απολιθωματοφόρες άμμοι. Αυτές περιλαμβάνουν γαστερόποδα και δίθυρα (είδη *Bolma rugosa*, *Ostrea turbinatus*, *Hesaplex trunculus*) που δημιουργούν βιολογικές συγκεντρώσεις. Αυτές οι συγκεντρώσεις είναι χαρακτηριστικές ενός περιβάλλοντος παράκτιου κρημνού που υπόκεινται σε τακτικές περιόδους βύθισης. Μπορεί επίσης να περιλαμβάνουν είδη (*Ostrea*, *Spondilus*, *Cerastoderma Cardium*) που δεν παρουσιάζουν σχετικές οικολογικές συγκεντρώσεις. Παρόμοιες μεικτές συγκεντρώσεις μπορεί να απαντώνται κατά μήκος της σύγχρονης υπό-παράλιας ζώνης (infrashoreline zone) στις ίδιες θέσεις με τις εμφανίσεις απολιθωμάτων. Το σφάλμα σε αυτά τα αποτελέσματα μπορεί να είναι έως και 10 m. Όπου είναι δυνατό, μπορεί να χρησιμοποιηθεί η μέθοδος που αναφέρθηκε και στα Lithophaga ώστε να μειωθεί η αβεβαιότητα του εύρους αυτών των αποθέσεων (Antonioli et al., 2003).

- Ακτόλιθοι (beachrocks)

Οι ακτόλιθοι από κλαστικές παράλιες αποθέσεις που έχουν συγκολληθεί με ασβεστιτικά-μαγνησιούχα ή αραγωνιτικά ανθρακικά άλατα κοντά στην μεσο-παλιρροιακή ζώνη, συχνά κοντά στην διεπιφάνεια γλυκού-θαλάσσιου νερού. Αυτή η καθίζηση μπορεί να είναι εξαιρετικά ταχεία, της τάξης των 10 ετών και ανάλογα με τις τοπικές συνθήκες, η διεπιφάνεια αυτή μπορεί να βρίσκεται πάνω ή κάτω από την μέση θαλάσσια στάθμη. Η υπερ-παλιρροιακή συγκόλληση από ανθρακικό υλικό είναι συνήθης και εξακολουθεί να υπάρχει μεγάλη συζήτηση σχετικά με το ανώτερο επίπεδο συγκόλλησης. Επιπλέον, η χρονολόγηση των ακτόλιθων παρουσιάζει αρκετές

δυσκολίες και οι ηλικίες μπορεί να είναι είτε πολύ παλαιότερες λόγω μόλυνσης από παλαιότερα ανθρακικά ή νεότερες λόγω μετα-αποθετικής αλλοίωσης του συγκολλητικού υλικού. Ο Hopley (1986), κατά την εξέταση της καταλληλότητας των ακτόλιθων ως δείκτες θαλάσσιας στάθμης, συμπέρανε ότι είναι ακατάλληλοι καταγραφείς, ιδιαίτερα σε ότι αφορά αποθέσεις χαμηλών γεωγραφικών πλατών και θεωρούνται πιο αξιόπιστοι σε περιοχές με μικρό παλιρροιακό εύρος.

- Βυθισμένα αρχαιολογικά ευρήματα και Ρωμαϊκά ιχθυοτροφεία

Οι Flemming (1969), Schmiedt (1972), Caputo & Pieri (1976) και ο Pirazzoli (1976) έχουν μελετήσει αρχαιολογικά στοιχεία για τη μελέτη των μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης αρκετά διεξοδικά. Υπάρχουν διάφοροι αρχαιολογικοί δείκτες που παρέχουν με διαφορετική ακρίβεια εκτιμήσεις για τη θαλάσσια στάθμη και δεν είναι δυνατό να αποδοθεί το ίδιο σφάλμα σε όλα τα δεδομένα. Για παράδειγμα, για την εκτίμηση του υψομέτρου των ρωμαϊκών ιχθυοτροφείων (fish tanks-piscinae), πρέπει να αναγνωριστεί το αρχιτεκτονικό χαρακτηριστικό που σχετίζεται με την θαλάσσια στάθμη, το οποίο δεν είναι το ίδιο για όλες τις δεξαμενές. Τέτοιες παρατηρήσεις διορθώνονται με ένα σφάλμα ± 0.20 m για την παλιρροια.

Τα Ρωμαϊκά ιχθυοτροφεία έχουν κάποια κατασκευαστικά στοιχεία που βρίσκονταν κατά τη διάρκεια της λειτουργίας τους ακριβώς στο ύψος της θαλάσσιας στάθμης. Έτσι είναι δυνατόν να βρεθούν καλοδιατηρημένα κατάλοιπα που παρέχουν ένα ακριβές μέτρο της μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης (Flemming, 1969, Caputo & Pieri, 1976, Pirazzoli, 1976, Schmiedt, 1972). Η χρήση των ιχθυοτροφείων και οι ιχθυοκαλλιέργειες εισάχθηκε μεταξύ του τέλους του 2^ο αιώνα και των αρχών 1^ο αιώνα π.Χ. Ωστόσο, λόγω του υψηλού κόστους κατασκευής και συντήρησης, χρησιμοποιήθηκαν για σχετικά μικρό χρονικό διάστημα και η κατασκευή νέων σταμάτησε κατά τον 2^ο αιώνα μ.Χ.. Τα περισσότερα γνωστά ρωμαϊκά ιχθυοτροφεία στην Ιταλία (~54 θέσεις) βρίσκονται κατά μήκος της Τυρρηνικής ακτογραμμής (Schmiedt, 1972, Giacobini et al., 1997) κοντά σε ρωμαϊκές βίλλες και μόνο ένα είναι γνωστό στην Αδριατική ακτή (Fouache et al., 2000). Σε ένα μικρό αριθμό αυτών των γνωστών θέσεων, έχουν διατηρηθεί ή αναγνωριστεί ακριβείς δείκτες θαλάσσιας στάθμης. Κατάλοιπα από ιχθυοτροφεία υπάρχουν επίσης και εκτός Ιταλίας, κατά μήκος των Μεσογειακών ακτών (Flemming, 1969, Flemming & Webb, 1986) αλλά πολλές φορές λείπουν αυτά τα χαρακτηριστικά που παρέχουν υψηλή ακρίβεια ενώ πολλά δεν έχουν εξεταστεί λεπτομερώς.

Σε αυτό το πλαίσιο, ο κύριος σκοπός της παρούσας διπλωματικής εργασίας είναι η μελέτη των ακτόλιθων της Ανατολικής Αττικής με στόχο να εξαχθούν συμπεράσματα για την μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης της περιοχής. Η μελέτη των ακτόλιθων πραγματοποιήθηκε με την παράκτια και υποθαλάσσια χαρτογράφηση τους, την καταγραφή των χαρακτηριστικών τους (ύψος σε σχέση με τη στάθμη της θάλασσας, πλάτος, πάχος) και τις δειγματοληψίες από το υποθαλάσσιο τμήμα τους. Στην συνέχεια, ακολούθησε η μικροσκοπική μελέτη των δειγμάτων ώστε να καθοριστεί το συγκολλητικό υλικό.

Κεφάλαιο 2

Ακτόλιθοι - beachrocks

2. Ακτόλιθοι - beachrocks.

2.1 Εισαγωγή

Οι ακτόλιθοι (beachrocks) (Εικόνα 2) είναι σκληροί παράκτιοι ιζηματογενείς σχηματισμοί αποτελούμενοι από παράλια ιζήματα, τα οποία συγκολλούνται ταχέως μέσω της καθίζησης/απόθεσης ανθρακικών υλικών, τα οποία τυπικά αποτελούνται από ασβεστίτη υψηλού μαγνησίου (HMC – High-Magnesium Calcite) ή αραγωνίτη (Bricker, 1971). Η λιθοποίηση λαμβάνει χώρα στη μεσο-παλιρροιακή ζώνη και μπορεί να περιλαμβάνει κάθε είδους ιζήματα, όπως άμμους και κροκάλες κλαστικής και βιογενούς προέλευσης (π.χ. Russell, 1963, Bricker, 1971, Milliman, 1974, Vieira & Ross, 2007).



Εικόνα 2: Οι ακτόλιθοι στην παραλία της Αγίας Μαρίνας, βορειοδυτικά του ακρωτηρίου Κορώνη.

Η διαδικασία σχηματισμού των ακτόλιθων αποτελεί μια διαχρονική και ευρέος φάσματος ιζηματογενή διεργασία και οι εμφανίσεις τους, που έχουν συσχετιστεί με διάφορες ηλικίες, παράγοντες συγκόλλησης και διαγενετικά περιβάλλοντα είναι συνήθεις (π.χ. Land, 1970, Siesser, 1974, Beier, 1985, Strasser et al., 1989, Chowdhury et al., 1997). Εφόσον η λιθοποίηση έχει λάβει χώρα στην ακτογραμμή τα υπολείμματα των ακτόλιθων έχουν χρησιμοποιηθεί ως δείκτες θαλάσσιας στάθμης του Τεταρτογενούς και νεοτεκτονικών κινήσεων (π.χ. Dermitzakis et al., 1993, Vianna et al., 1993, Bezerra et al., 1998, 2004, Ramsay & Cooper, 2002, Yaltirak et al., 2002, Tatum et al., 2003, Issaris, 2003, Kelletat, 2006).

Η συγκόλληση των παράλιων ιζημάτων μπορεί να συμβεί σταδιακά, καθώς νέες ζώνες μπορεί να σχηματίζονται σε υπάρχοντες ακτόλιθους (π.χ. Neumeier, 1998).

Αυτή μπορεί να είναι γρήγορη. Ο Daly (1924) έχει περιγράψει τον ταχύ σχηματισμό ακτόλιθων στα νησιά Tortugas και οι Emery et al. (1954) έχουν αναφέρει την γρήγορη ενσωμάτωση υπολειμμάτων του 2^ο Παγκόσμιου Πολέμου σε ακτόλιθους της νησίδας Enewetak Atoll. Υπάρχουν διάφορες άλλες αναφορές ενσωμάτωσης πρόσφατων τεχνουργημάτων σε εμφανίσεις, που επίσης υποδεικνύουν ότι ο σχηματισμός τους μπορεί να είναι μια διαγενετική διεργασία διάρκειας λίγων χρόνων (π.χ. Frankel, 1968, Schmalz, 1971, Easton, 1974, Chivas et al., 1986).

Η παρουσία των ακτόλιθων μπορεί να μεταβάλλει αμετάκλητα τη φύση της ακτογραμμής (μετατρέπει τις παραλίες σε βραχώδεις μεσοπαλιρροιακές ζώνες αιγιαλού) με επιδράσεις τόσο στην οικολογία της (Brattstrom, 1992; Makrykosta et al., 2006), όσο και στην μορφοδυναμική της (Cooper, 1991). Καθώς η καθίζηση του ανθρακικού συγκολλητικού υλικού εξαρτάται από τη θερμοκρασία του ενδιάμεσου νερού των παράλιων ιζημάτων και από άλλες περιβαλλοντικές συνθήκες της παράκτιας ζώνης (π.χ. Russell & McIntire, 1965, Morse & Mackenzie, 1990, Tucker, 1991), ο ρυθμός σχηματισμού των ακτόλιθων μπορεί να αλλάξει στο μέλλον, λόγω των αναμενόμενων κλιματικών αλλαγών (Church et al., 2001) με σημαντικές επιπτώσεις στην ακτογραμμή.

Οι πρώτες αναφορές για ακτόλιθους έγιναν από τους Sir Francis Beaufort το 1817 (Goudie, 1969), Von Buch (1825), Moresby (1835), Darwin (1841) και Dana (1849). Έκτοτε έχουν εντοπιστεί σε πολλές παράκτιες περιοχές. Μέχρι τις αρχές της δεκαετίας του '60, κυριαρχούσε η άποψη ότι ο σχηματισμός των ακτόλιθων είναι χαρακτηριστική διεργασία των τροπικών και υποτροπικών ακτών (π.χ. Ginsburg, 1953, Russell, 1959). Ωστόσο, πιο πρόσφατες παρατηρήσεις έχουν δείξει ότι η ανθρακική συγκόλληση των παράλιων ιζημάτων μπορεί να λάβει χώρα και σε ακτές ήπιου/εύκρατου κλίματος (π.χ. Zenkovitch, 1967, Rey et al., 2004) ή ακόμα και σε ψυχρές περιοχές (Binkley et al., 1980, Kneale & Viles, 2000).

Οι διαθέσιμες πληροφορίες δείχνουν ότι τα 'hot spots' των εμφανίσεων ακτόλιθων φαίνεται να είναι η Μεσόγειος και η Καραϊβική, οι τροπικές και υποτροπικές Ατλαντικές ακτές και οι ατόλες του Ειρηνικού και Ινδικού ωκεανού. Οι παράκτιες χώρες με τις πιο γνωστές εμφανίσεις στην ευρέως διαθέσιμη επιστημονική βιβλιογραφία είναι η Αυστραλία (49), η Ελλάδα (38) και η Βραζιλία (36). Ωστόσο, πρέπει να σημειωθεί ότι η γεωγραφική κατανομή των γνωστών ακτόλιθων μπορεί να επηρεάζεται από τον αριθμό των ερευνών που έχουν επικεντρωθεί σε διαφορετικές γεωγραφικές περιοχές.

Οι πιο γνωστές εμφανίσεις ακτόλιθων συνδέονται με ακτές σε γεωγραφικά πλάτη μεταξύ 0°-40° και κυρίως μεταξύ 20° και 40°, υποδεικνύοντας ότι τα ψυχρότερα κλίματα δεν ευνοούν τον σχηματισμό τους. Η σχετική έλλειψη γνωστών εμφανίσεων στις τροπικές περιοχές μπορεί να οφείλεται σε έλλειψη σχετικής έρευνας. Φαίνεται, επίσης, ότι οι ακτόλιθοι είναι πιο συνήθεις κατά μήκος μικρο-παλιρροιακών ακτών (π.χ. η Μεσόγειος θάλασσα) υποδεικνύοντας ότι το υψηλό παλιρροιακό εύρος δεν αφήνει αρκετό χρόνο για την συγκόλληση των παράλιων ιζημάτων. Ο Kelletat (2006) διατύπωσε την άποψη ότι καθώς η μεγάλη κατακόρυφη έκταση των ακτόλιθων σε

μικρο-παλιρροιακές ακτογραμμές δεν φαίνεται να αντιστοιχεί στο παλιρροιακό εύρος που κυριαρχούσε την περίοδο της συγκόλλησής τους, τέτοιοι σχηματισμοί μπορεί να αποδοθούν στην συγκόλληση των παράλιων ιζημάτων στην υπερ-παλιρροιακή ζώνη.

Όσον αφορά την ηλικία σχηματισμού, η πλειοψηφία των χρονολογημένων ακτόλιθων (που αντιστοιχεί σε ένα μικρό ποσοστό των γνωστών εμφανίσεων) θεωρείται ότι είναι 1000 – 5000 ετών, με σχετικά λίγες να είναι πιο πρόσφατες. Πάντως, δεν υπάρχουν στοιχεία για κάποια αξιόλογη μεταβολή της θερμοκρασίας κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου, η οποία να εξηγεί αυτό το σύνολο των αποτελεσμάτων. Θα πρέπει να σημειωθεί ότι, εκτός από το ανθρακικό συγκολλητικό υλικό, οι ακτόλιθοι συνήθως περιέχουν παλαιότερο βιογενές υλικό, το οποίο μπορεί να οδηγήσει τις χρονολογήσεις με άνθρακα προς παλαιότερες ηλικίες (π.χ. Scoffin & Stoddart, 1983, Chivas et al., 1986, Neumeier, 1998.). Αυτή η παρατήρηση έχει σημαντικές συνέπειες στην χρήση τους ως χρονικούς δείκτες στις μελέτες της θαλάσσιας στάθμης (Hopley, 1986, Pavlopoulos et al., 2004, Kelletat, 2006).

Επιπροσθέτως, η χρονολόγηση των ακτόλιθων έχει επικεντρωθεί σε εκτεθειμένες εμφανίσεις. Σύμφωνα με τους Voudoukas et al., 2007 καθώς και τα αποτελέσματα παλαιότερων ερευνών (π.χ. Russell & McIntire, 1965, Moore, 1973, Hanor, 1978, Neumeier, 1998), πολλές εμφανίσεις που βρίσκονται στις ζώνες κυματαγωγής και παφλασμού εκτείνονται στην (προς την ακτή) θαλάσσια περιοχή της παραλίας, ως θαμμένοι σχηματισμοί κάτω από ένα λεπτό στρώμα μη συνεκτικοποιημένων παράλιων ιζημάτων. Στις περισσότερες περιπτώσεις, το θαμμένο τμήμα των σχηματισμών φαίνεται να βρίσκεται σε διαφορετικό (νεότερο) στάδιο λιθοποίησης σε σχέση με το προς τη θάλασσα τμήμα. Οι θαμμένοι ακτόλιθοι είναι πιθανό να αποκαλυφθούν, μετά τη διάβρωση των υπερκείμενων μη συνεκτικοποιημένων ιζημάτων (Voudoukas et al., 2005). Συνεπώς, καθώς οι διαθέσιμες χρονολογήσεις αναφέρονται κυρίως σε παλαιότερες εμφανίσεις ακτόλιθων, η ποσότητα των πρόσφατων είναι πιθανώς υποτιμημένη.

2.2 Χαρακτηριστικά των ακτόλιθων

2.2.1 Μορφολογία και υφή

Οι ακτόλιθοι ποικίλουν από μικρές περιοχές συγκολλημένου ιζήματος μέχρι εμφανίσεις με πλάτος εκατοντάδων μέτρων και μήκος χιλιομέτρων. Το πάχος τους μπορεί να είναι λιγότερο από 0,5 m έως περισσότερο από 2,5 m, με το μεγαλύτερο σε περιοχές με πιο έντονες διακυμάνσεις της θαλάσσιας στάθμης (Hopley, 1986, Vieira & Ross, 2007, Kelletat, 2006). Οι ακτόλιθοι συναντώνται κυρίως στις ζώνες κυματαγωγής και παφλασμού, αλλά μπορεί να εκτείνονται προς την (προς την ακτή) θαλάσσια περιοχή, θαμμένοι κάτω από ένα λεπτό ‘κάλυμμα’ μη συνεκτικοποιημένων παράλιων ιζημάτων (π.χ. Russell & McIntire, 1965, Neumeier, 1998, Rey et al., 2004, Voudoukas et al., 2005). Στη βιβλιογραφία υπάρχουν και άλλα παραδείγματα συγκόλλησης παράλιων ιζημάτων, που αφορούν την συγκόλληση σε υπερ-παλιρροιακές περιοχές λόγω καθίζησης του συγκολλητικού υλικού από μετεωρικά

νερά ('cay rocks' βλέπε Kuenen, 1950, Bathurst, 1975 και Gischler & Lomando, 1970) και κατά μήκος λιμναίων ακτογραμμών (π.χ. Binkley et al., 1980, Benson, 1994, Jones et al., 1997). Παρόλο που τέτοιοι σχηματισμοί δημιουργούνται λόγω της γρήγορης συγκόλλησης του παράκτιου υλικού, πιθανόν να μην μπορούν να ονομαστούν ακτόλιθοι με τη στενή έννοια του όρου.

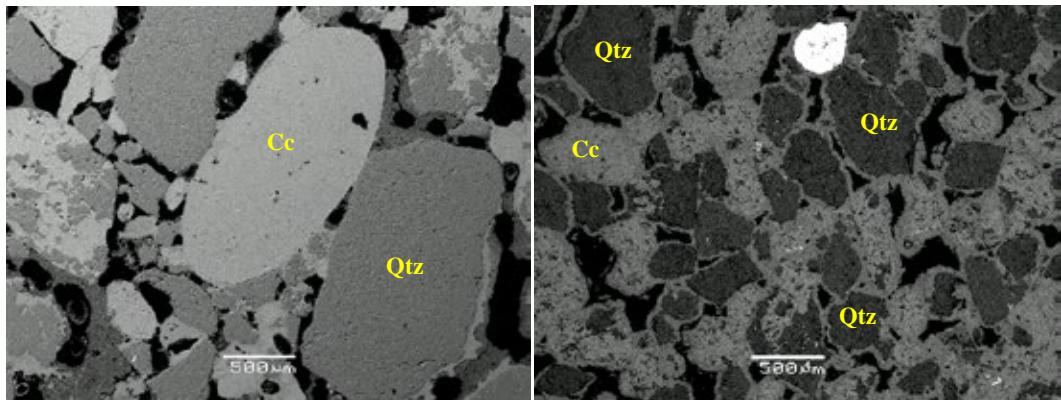
Οι ακτόλιθοι παρουσιάζουν διαδοχές/αλληλουχίες σειρών, που μπορούν να συσχετιστούν με ιστολογικές παράλληλες στρώσεις (laminations). Οι σειρές των ακτόλιθων κλίνουν κυρίως προς τη θάλασσα (με κλίσεις έως 15°), ακολουθώντας την κλίση της παραλίας (π.χ. Russell, 1959, Davies & Kinsey, 1973, Moore, 1973, Badyukova & Svitoch, 1986). Ωστόσο, σε ορισμένες περιπτώσεις, οι σειρές παρουσιάζουν κλίσεις σημαντικά διαφορετικές από τις κλίσεις των παραλιών όπου βρίσκονται (π.χ. Russell, 1962, Russell & McIntire, 1965, Beier, 1985, Chowdhury et al., 1997). Η κλίση των σειρών μπορεί να σχετίζεται με την πρωτογενή διαμόρφωση των ιζηματογενών δομών της παραλίας, οι οποίες χαρακτηρίζονται συχνά από παράλληλες στρώσεις με κλίση προς τη θάλασσα. Από την άλλη, σειρές με κλίσεις σημαντικά διαφορετικές από τις κλίσεις των παραλιών όπου βρίσκονται, ίσως δεν αντιπροσωπεύουν πρωτογενείς ιζηματογενείς δομές και διεργασίες, αλλά αναπτύχθηκαν αργότερα, λόγω της βύθισης, του σπασίματος και της κλίσης των πλακών των ακτόλιθων που ήταν αρχικά επακόλουθες της παραλίας (Russell, 1962).

Σε αρκετές περιπτώσεις, η συγκόλληση τείνει να είναι πιο προχωρημένη στις προς τη θάλασσα σειρές, με τους αρχικούς πόρους ανάμεσα στους ιζηματογενείς κόκκους να έχουν πληρωθεί με συγκολλητικό υλικό. Οι παράκτιες σειρές παρουσιάζουν γενικά λιγότερο ανεπτυγμένη συγκόλληση (π.χ. Russell, 1959, Alexanderson, 1969), γεγονός που μπορεί να υποδεικνύει ότι ίσως η διεργασία της συγκόλλησης είναι μεγαλύτερη (ή πιο γρήγορη) στο προς τη θάλασσα τμήμα των σχηματισμών. Το πορώδες των ακτόλιθων πιθανότατα ελαττώνεται με την εξέλιξη της συγκόλλησης. Ο Daly (1924) διαπίστωσε ότι το πορώδες των ακτόλιθων σε προχωρημένο στάδιο συγκόλλησης μπορεί να είναι έως 14,5%, ενώ το πορώδες των μέτριων έως καλά συγκολλημένων σε κάποιες παραλίες της Νότιας Φλώριντας εκτιμάται στο 30 – 38% (Ginsburg, 1956). Ωστόσο, αυτές οι εκτιμήσεις του πορώδουν θα πρέπει να εξεταστούν με επιφύλαξη λόγω της μειωμένης ακρίβειας της μεθοδολογίας του παρελθόντος. Πιο πρόσφατες μελέτες (π.χ. Neumeier, 1998, Vieira & Ross, 2007) υπολογίζουν το πορώδες των ακτόλιθων στο 9%.

Οι ιζηματογενείς κόκκοι της θεμελιώδους μάζας των ακτόλιθων ποικίλουν, αντικατοπτρίζοντας τη φύση του περιβάλλοντος ιζηματογενούς υλικού (Εικόνα 3) (π.χ. Gavish & Friedman, 1969). Αποτελούνται από χαλαζία, κερατόλιθο, αστρίους, βαρέα ορυκτά, ανακυκλωμένους κλάστες, ηφαιστειακό υλικό, ανθρακικά ωοειδή, κελύφη μαλακίων και σκελετικά θραύσματα ακόμα και ανθρώπινης κατασκευής αντικείμενα ή απορρίμματα (π.χ. Russell, 1959, Frankel, 1968, Kelletat, 2006).

Οι ιζηματογενείς δομές και τα χαρακτηριστικά της υφής απαντώνται συχνά διατηρημένα σε ακτόλιθους και αποτελούν διαγνωστικά του περιβάλλοντος απόθεσης των συστατικών (π.χ. Neumeier, 1998). Έχουν αναγνωριστεί διάφορες λιθοφάσεις,

στις οποίες συμπεριλαμβάνονται οι συμπαγείς, ασθενώς διαστρωμένες, διασταυρούμενες άμμοι και αμμώδη χαλίκια, καθώς και βιοανάδευση ιζήματος. Σε ορισμένες περιπτώσεις, οι σειρές των ακτόλιθων χαρακτηρίζονται από μια μόνο λιθοφάση, ενώ σε άλλες μπορεί να είναι εμφανίζονται αρκετές λιθοφάσεις σε μια μοναδική σειρά (π.χ. Semeniuk, 1996, Vieira & Ros, 2007).



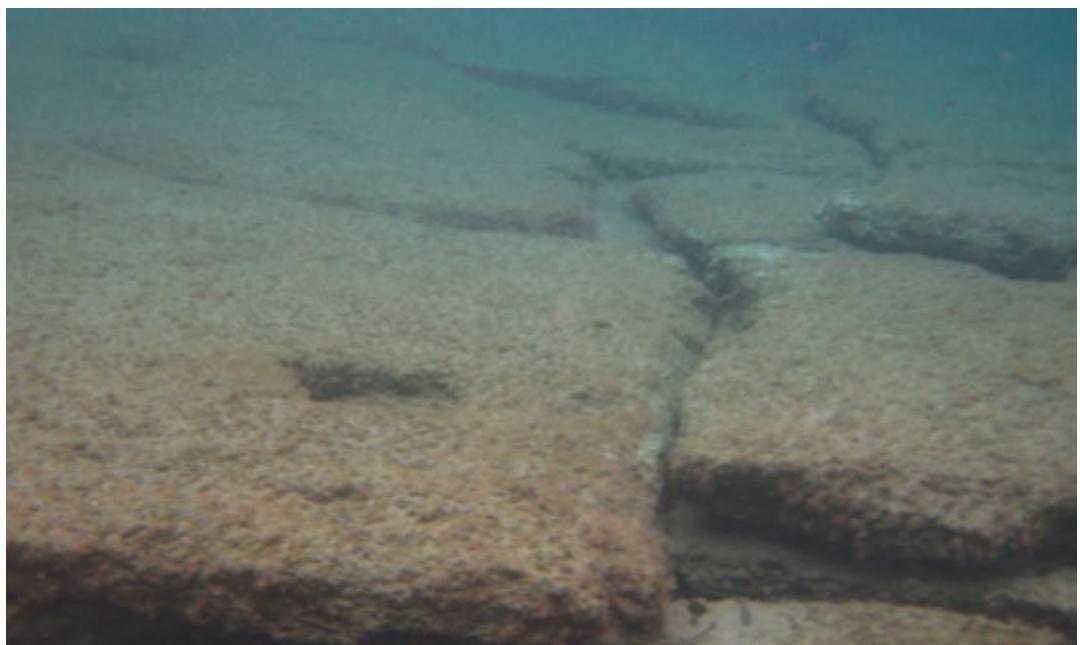
Εικόνα 3: Κόκκοι ασβεστίτη (Cal) και χαλαζία (Qtz), α) στους ακτόλιθους της παραλίας της Χαμολιάς και β) στους ακτόλιθους της Αγίας Μαρίνας.

Οι θαμμένοι στην (προς την ακτή) θαλάσσια περιοχή ακτόλιθοι παρουσιάζουν σχετικά λείες επιφάνειες και υφή παρόμοια με αυτή του περιβάλλοντος ιζηματογενούς υλικού. Συγκριτικά, οι ακτόλιθοι που υπήρξαν εκτεθειμένοι για μεγάλες χρονικές περιόδους μπορεί να παρουσιάζουν επιφάνειες με ανώμαλο ανάγλυφο, λόγω της χημικής και βιολογικής αποσάθρωσης, καθώς και της μηχανικής διάβρωσης. Οι Miller και Mason (1994) θεώρησαν την χημική διάβρωση από θαλάσσιο νερό ως ισχυρό διαβρωτικό παράγοντα. Υπέδειξαν ότι η μεταβλητότητα του pH του θαλάσσιου νερού (φωτοσυνθετικοί/αναπνευστικοί κύκλοι θαλάσσιας άλιγης) σε συνδυασμό με άλλες δυναμικές περιβαλλοντικές παραμέτρους (π.χ. η περιβάλλουσα θερμοκρασία και η κατακρήμνιση γλυκού νερού), αυξάνουν την διαλυτότητα του ανθρακικού ασβεστίου, με αποτέλεσμα τη διάλυση του σχηματισμού και τη δημιουργία αποσαθρωμένων λεκανών. Τα έγκοιλα (potholes), τα οποία αποτελούν μορφές μηχανικής διάβρωσης, σχηματίζονται ως αποτέλεσμα της προκαλούμενης από τα κύματα κίνησης παγιδευμένων βότσαλων και κροκάλων μέσα στις ρωγμές των ακτόλιθων (Russell, 1962, Milliman, 1974). Συνήθεις είναι επίσης οι αύλακες εγκάρσια στην ακτογραμμή (Εικόνα 4), που μπορεί να είναι διατεταγμένες σε ίσα διαστήματα. Η δημιουργία τους έχει αποδοθεί στη διαβρωτική δράση της αποστράγγισης της παραλίας κατά την άμπωτη και των κυμάτων επαναφοράς (McLean, 1967). Οι ημερήσιες θερμοκρασιακές μεταβολές μπορεί επίσης να συνεισφέρουν στη δημιουργία τους. Άλλες χαρακτηριστικές μορφές μηχανικής διάβρωσης των ακτόλιθων αποτελούν οι υποσκαφές και τα rims, οι ανυψωμένες ράχες, οι εγκοπές θαλάσσιας στάθμης, σπασμένες πλάκες (Εικόνα 5), λεκάνες και αγωγοί (Miller & Mason, 1994). Τέτοιες μορφές μπορεί επίσης να προέλθουν από την μηχανική απόξεση και διάβρωση της επιφάνειας των ακτόλιθων, είτε από άμεση

κυματική δράση είτε από μετακινήσεις μεγάλων ιζηματογενών κόκκων και κλαστών προκαλούμενες από κύματα.



Εικόνα 4: Αύλακες εγκάρσια στην ακτογραμμή, στους ακτόλιθους της Αγίας Μαρίνας.



Εικόνα 5: Σπασμένες πλάκες σε βάθος 1,8 m στους υποθαλάσσιους ακτόλιθους της Αγίας Μαρίνας.

2.2.2 Συγκολλητικό υλικό

Το συγκολλητικό υλικό των ακτόλιθων μπορεί να είναι ανθρακικό ή αραγωνιτικό (Bricker, 1971), ανάλογα με τις φυσικοχημικές παραμέτρους (π.χ. θερμοκρασία, αλατότητα, pH και αφθονία σε Mg) του διαγενετικού περιβάλλοντος (Milliman, 1974, Bathurst, 1975). Πρώιμες μελέτες ανέφεραν κυρίως ασβεστιτικό συγκολλητικό υλικό (Russell, 1959, 1962, 1963), αλλά το αραγωνιτικό συγκολλητικό υλικό θεωρήθηκε αργότερα εξίσου σύνηθες (π.χ. Stoddart & Cann, 1965, Gavish & Friedman, 1969, Taylor & Illing, 1969, Neumeier, 1998, 1999, Calvet et al., 2003).

Για την μελέτη της προέλευσης των παράκτιων ανθρακικών ορυκτών, έχει χρησιμοποιηθεί ο τύπος του συγκολλητικού υλικού (ασβεστιτικό ή αραγωνιτικό), καθώς ο ασβεστίτης καθιζάνει από γλυκό νερό και ο αραγωνίτης από θαλασσινό νερό (π.χ. Stoddart & Cann, 1965). Ωστόσο, ο ασβεστίτης υψηλού μαγνησίου (HMC) (πολύμορφο του CaCO₃, που περιέχει πάνω από 4% mol MgCO₃ ή 1,2 % κ.β., βλέπε Milliman, 1974) μπορεί επίσης να καθιζάνει σε ρηχές θαλάσσιες συνθήκες (Alexanderson, 1969, 1972a, Alexanderson & Milliman, 1981) και αποτελεί σύνηθες συγκολλητικό υλικό των ακτόλιθων (π.χ. Tucker & Bathurst, 1990a). Συνεπώς, το συγκολλητικό υλικό των ακτόλιθων αποτελείται κυρίως από μετασταθείς ανθρακικές φάσεις (π.χ. Taylor & Illing, 1969, Evamy, 1973, Bathurst, 1975):

(α) ασβεστίτη υψηλού μαγνησίου (HMC), συνήθως με μικριτικό ιστό (π.χ. James & Choquette, 1983, Meyers, 1987), ή ως φλοιούς ελασματοειδών, ινώδων ή πελοειδών κρυστάλλων (π.χ. Longman, 1980; Aissaoui, 1988, James & Ginsburg, 1990; Neumeier, 1998) και

(β) αραγωνίτη, με τη μορφή μικριτικών περιβλημάτων (e.g. Whittle et al., 1993), ακανόνιστα κατανεμημένους βελονοειδείς κρυστάλλους (π.χ. Alexandersson, 1972b, James & Ginsburg, 1990), ισοπαχείς ινώδεις φλοιούς (π.χ. Taylor & Illing, 1969, Bricker, 1971, Scoffin & McLean, 1978), βελονοειδείς fan – druse και αδρόκοκκες ίνες (π.χ. Whittle et al., 1993) ή βοτρυοειδή (π.χ. Aissaoui, 1985, James & Ginsburg, 1990).

Τα παράκτια ανθρακικά συγκολλητικά υλικά που καθιζάνουν από μετεωρικά νερά κυριαρχούνται από ασβεστίτη χαμηλού μαγνησίου (LMC δηλ. πολύμορφο του CaCO₃, που περιέχει λιγότερο από 4 mol% MgCO₃) και παρουσιάζουν χαρακτηριστικούς ιστούς συγκόλλησης στις μετεωρικές και φρεατικές ζώνες, όπως meniscus και ανθρακικές σπαριτικές δομές (π.χ. Dunham, 1971, Tucker & Bathurst, 1990b). Η σύγκριση των συγκολλητικών παραγόντων στις γνωστές εμφανίσεις δείχνει ότι δεν υπάρχουν κάποιες εμφανείς τοπικές τάσεις, δηλαδή οι ακτόλιθοι με ασβεστιτικό ή αραγωνιτικό συγκολλητικό υλικό εμφανίζονται ισάριθμα κατανεμημένοι ανά το κόσμο. Ωστόσο, εργαστηριακά πειράματα για την καθίζηση των ανθρακικών ορυκτών παρέχουν κάποια στοιχεία για την τάση καθίζησης αραγωνιτικού συγκολλητικού υλικού σε θερμότερες συνθήκες και HMC συγκολλητικού σε ψυχρότερες συνθήκες, αντίστοιχα (Burton & Walter, 1987; Neumeier, 1998).

Οι εικόνες των ακτόλιθων σε λεπτή τομή μικροσκοπίου και σε SEM δείχνουν ότι ο τύπος του συγκολλητικού υλικού σχετίζεται με τον τρόπο πλήρωσης των συστατικών πόρων του ιζήματος. Οι καλά συνεκτικοποιημένοι ακτόλιθοι μπορεί να έχουν υποστεί αρκετές διαγενετικές φάσεις, κάθε μια εκ των οποίων δημιουργούσε συγκολλητικό υλικό διαφορετικής ορυκτολογίας και μορφής (π.χ. Whittle et al., 1993).

Το συγκολλητικό υλικό HMC τείνει να σχηματίζει μικριτικές ή stubby-blade επιφλοιώσεις γύρω από τον ιζηματογενή κόκκο, ενώ το αραγωνιτικό συγκολλητικό υλικό βελονοειδές ή αδρόκοκκους ινώδεις κρυστάλλους (π.χ. Beier, 1985; Whittle et al., 1993; Chowdhury et al., 1997; Gischler & Lomando, 1997). Γενικότερα, η συνεκτικοποίηση των ακτόλιθων φαίνεται να ξεκινάει με την καθίζηση μικριτικού συγκολλητικού υλικού και στη συνέχεια με τη γένεση πρισματικών συγκολλητικών μορφών (π.χ. Neumeier, 1999). Μπορεί να είναι επίσης παρούσες μικροβιακές μορφές, ιδιαίτερα σε μικριτικό HMC, συμπεριλαμβανομένων των περιθωρίων (fringes) με ακανόνιστες κυματοειδές μορφές (Bernier & Dalongeville, 1988) και απασβεστωμένων μικροβιακών νημάτων (Meyers, 1987). Συνεπώς, οι ιζηματογενείς κόκκοι απαντώνται επικαλυμμένοι από μικριτικό συγκολλητικό υλικό, το οποίο χαρακτηρίζεται συχνά από ακανόνιστες κυματοειδές μορφές. Αυτές οι εσωτερικές μικριτικές επικαλύψεις θεωρούνται ως το αποτέλεσμα της υψηλής συγκέντρωσης ανθρακικών κατά την έναρξη της καθίζησης του συγκολλητικού υλικού (Scoffin, 1987) και ελέγχουν την πρώιμη φάση της διαγένεσης των ακτόλιθων (Neumeier, 1999).

Οι μικριτικές HMC επικαλύψεις περιβάλλουν και ανθρακικούς και κλαστικούς πυριτικούς κόκκους: στην πρώτη περίπτωση, έχει υποδειχθεί ότι είναι αποτέλεσμα της μικριτώσης/μικριτοποίησης των ανθρακικών υποστρωμάτων από κυανοβακτήρια και άλγη (π.χ. Beier, 1985, Amieux et al., 1989, Holail & Rashed, 1992, ενώ στην δεύτερη περίπτωση το προϊόν του γρήγορου κορεσμού του νερού των πόρων (π.χ. Vieira & Ros, 2007). Μετά την μικριτική καθίζηση, η περιβάλλουνσα ανθρακική συγκέντρωση μπορεί να μειωθεί, με αποτέλεσμα την επιβράδυνση της ανθρακικής καθίζησης και την ανάπτυξη πρισματικών συγκολλητικών μορφών.

Οι πρισματικοί συγκολλητικοί φλοιοί είναι συνήθεις στους ακτόλιθους (π.χ. Land, 1970, Multer, 1971, Sibley & Murray, 1972, Beier, 1985, Khalaf, 1988, Strasser et al., 1989, Gischler & Lomando, 1997). Αυτός ο τύπος συγκόλλησης θεωρείται ως ένδειξη της καθίζησης στην θαλάσσια φρεατική ζώνη (Longman, 1980; Vollbrecht & Meischner, 1993). Έχει προταθεί ότι ο προσανατολισμός και το ομοιόμορφο μέγεθος των κρυστάλλων των φλοιών προέρχεται από ταυτόχρονους πυρήνες συμπύκνωσης κρυστάλλων σε διάφορες θέσεις (Alexandersson, 1972b). Σε ορισμένες περιπτώσεις, έχουν βρεθεί ακτινωτές συγκολλητικές ίνες ανάμεσα στις εσωτερικές μικριτικές επικαλύψεις και τους πρισματικούς κρυσταλλικούς φλοιούς (π.χ. Taylor & Illing, 1969, Meyers, 1987).

Μετά την ανάπτυξη των πρισματικών κρυσταλλικών φλοιών μπορεί να ακολουθήσει πλήρωση των πόρων, πελοειδής, σπαριτική και διήθηση μικριτικής συγκόλλησης. Η μικριτική συγκόλληση πλήρωσης των πόρων απαντάται συχνότερα

σε καλά συνεκτικοποιημένους ακτόλιθους (Gavish & Friedman, 1969, Khalaf, 1988, Gischler & Lomando, 1997, Webb et al., 1999). Η καθίζησή θεωρείται ότι οφείλεται είτε στη μικροβιακή δραστηριότητα (π.χ. Kneale & Viles, 2000, Calvet et al., 2003) ή σε γρήγορη καθίζηση οδηγούμενη από φυσικοχημικές διεργασίες (Vieira & Ros, 2007). Ομοίως, η καθίζηση πελοειδών και ψευδο-πελοειδών HMC (π.χ. Aissaoui, 1988, Amieux et al., 1989, Gischler & Lomando, 1997, Calvet et al., 2003) έχει αποδοθεί στην μικροβιακή δραστηριότητα (π.χ. Moore, 1973, Chafetz, 1986) ή σε ανόργανες διεργασίες όπως η επανάληψη πυρήνων συμπύκνωσης κρυστάλλων (e.g. Alexandersson, 1972a; Macintyre, 1985). Η pore-lining και η πλήρωση των πόρων με σπαρίτη (π.χ. Aissaoui, 1988, Hird & Tucker, 1988, Scholle & Ulmer-Scholle, 2003) είναι επίσης συνήθης στους ακτόλιθους (π.χ. Amieux et al., 1989, Vieira & Ros, 2007). Η διήθηση μικρίτη, η οποία σχηματίζει ακανόνιστα συσσωματώματα και γέφυρες μηνίσκων ανάμεσα στους συστατικούς ιζηματογενείς κόκκους, έχει ερμηνευθεί ότι αποτελεί προϊόν της ενδιάμεσης μεταφοράς κατά τη διάρκεια της ανάπτυξης του μικριτικού συγκολλητικού υλικού (π.χ. Moore, 1973, Meyers, 1987, Webb et al., 1999). Ωστόσο, έχει επίσης προταθεί ότι η διήθηση μικρίτη μπορεί να αποτελεί στοιχείο της διήθησης των υδάτων, μέσω της μετεωρικής ζώνης, τα οποία είναι φορτωμένα με λεπτόκοκκα ανθρακικά ιζήματα από την υφαλοκρηπίδα, που μεταφέρθηκαν στην (προς την ακτή) θαλάσσια περιοχή από καταιγίδες (Alexandersson, 1972a, Vieira & Ros, 2007). Τέλος, επικαλύψεις από οργανικό υλικό που σχετίζεται με μικροβιακές δομές έχουν επίσης περιγραφεί σε ακτόλιθους. Ανάλογα με την θέση τους μέσα στην ακολουθία του συγκολλητικού υλικού, τέτοιες επικαλύψεις μπορεί να αποτελούν είτε ένα πρωτογενές παράκτιο ιζηματογενές χαρακτηριστικό (π.χ. Webb et al., 1999) ή μια μετέπειτα πλήρωση πόρων κατά των διάρκεια ήρεμων υδροδυναμικών συνθηκών, μετά τον χρόνο σχηματισμού του συγκολλητικού υλικού με υψηλή κυματική δραστηριότητα (Vieira & Ros, 2007).

Οι παλαιότεροι ακτόλιθοι μπορεί να παρουσιάζουν στοιχεία αλλαγής του συγκολλητικού υλικού, διάλυσης και δολομιτώσης (π.χ. Aissaoui, 1988). Ο Land (1970) υπέδειξε ότι το ασβεστιτικό συγκολλητικό υλικό των απολιθωμένων ακτόλιθων της Βερμούδας, μπορεί αρχικά να ήταν αραγωνιτικό, το οποίο υπέστη νεομορφισμό (neomorphism) με αποτέλεσμα την απώλεια των λεπτομερειών του ιστού. Συγκριτικά, η διάλυση των HMC συγκολλητικών υλικών συνήθως εξελίσσεται χωρίς ιδιαίτερη απώλεια ιστού.

2.2.3 Παράγοντες της συγκόλλησης

Ακόμα και μετά από δεκαετίες ερευνών, δεν είναι σαφές ποιοι είναι οι κυρίαρχοι παράγοντες που ελέγχουν την ορυκτολογική και κρυσταλλική μορφή των ανθρακικών συγκολλητικών υλικών, που καθιζάνουν σε ρηχά θαλάσσια περιβάλλοντα. Έχουν υποδειχθεί αρκετές παράμετροι, όπως η θερμοκρασία του νερού και το pH (π.χ. Milliman, 1974, Burton & Walter, 1990, Mann & Lazier, 1991), η αλατότητα, (π.χ. Zhong & Mucci, 1989, Morse & Mackenzie, 1990) η μερική πίεση του CO₂ (π.χ. Burton & Walter, 1987, 1991), η συγκέντρωση των ιόντων Mg⁺² (π.χ. Folk, 1974,

Tucker, 1991), η παρουσία φωσφορικών και θειικών (π.χ. Busenberg & Plummer, 1985, Mucci, 1986) και η παρουσία οργανικών ενώσεων (π.χ. Berner et al., 1978) και μικροβίων (π.χ. Neumeier, 1999). Για το λόγο αυτό, η καθίζηση του συγκολλητικού υλικού στους ακτόλιθους αποτελεί μια δύσκολη στην ερμηνεία της διεργασία και, παρ' όλες τις θεωρίες που έχουν προταθεί, υπάρχουν ακόμα αβεβαιότητες σχετικά με τις συνθήκες στις οποίες συμβαίνει η καθίζηση του συγκολλητικού υλικού.

Οι κύριοι αβιοτικοί παράγοντες μπορούν να συνδεθούν με:

- (α) τους φυσικοχημικούς παράγοντες που επηρεάζουν την ισορροπία των ανόργανων ανθρακικών ειδών (π.χ. CO_2 , HCO_3^- , CO_3^{2-}) στα παράκτια θαλάσσια και ενδιάμεσα νερά, όπως η θερμοκρασία, το pH, η αλατότητα, και η μερική πίεση CO_2 (π.χ. Bathurst, 1975, Morse & Mackenzie, 1990, Mann & Lazier, 1991),
- (β) το μέγεθος και την κατανομή της κυματικής ενέργειας κατά μήκος της ακτής (π.χ. Gischler & Lomando, 1997, Vousdoukas et al., 2005) και
- (γ) τον ιζηματολογικό χαρακτήρας των συστατικών ιζημάτων, όπως το μέγεθος των κόκκων (Russell & McIntire, 1965) και η διαπερατότητα (Marshall & Davies, 1984).

Όσον αφορά την παράκτια θερμοκρασία του νερού, οι Russell & McIntire (1965) υποστήριξαν ότι η θερμοκρασία του παράκτιου υπεδαφικού νερού είναι σημαντικότερη από αυτή του θαλάσσιου νερού. Πρότειναν ότι η βασική προϋπόθεση για το σχηματισμό των ακτόλιθων είναι να υπερβεί τους 20°C η θερμοκρασία του ενδιάμεσου νερού των παράλιων ιζημάτων για ένα μεγάλο διάστημα κάθε χρόνο. Παρόλο που αυτή η άποψη δεν επιβεβαιώνεται από την παρουσία ακτόλιθων σε ακτές υψηλού γεωγραφικού πλάτους (π.χ. Kneale & Viles, 2000, Rey et al., 2004), οι δυσμενείς χειμερινές (ψυχρές) συνθήκες μπορεί να μην εμποδίσουν το σχηματισμό τους το καλοκαίρι.

Εφόσον η καθίζηση του ανθρακικού συγκολλητικού υλικού αυξάνεται με τη θερμοκρασία, είναι λογικό να αναμένεται η αύξηση του ρυθμού σχηματισμού των ακτόλιθων σε περιβάλλον αυξανόμενης θερμοκρασίας. Παράλληλα, η υφιστάμενη παγκόσμια άνοδος της θερμοκρασίας σχετίζεται με αυξημένες συγκεντρώσεις CO_2 στην ατμόσφαιρα (π.χ. Church et al., 2001), οι οποίες με τη σειρά τους σχετίζονται με την αυξανόμενη απορρόφηση CO_2 από το θαλασσινό νερό και με τη θαλάσσια όξυνση (The Royal Society, 2005). Τα όξινα νερά μπορεί να αυξήσουν την ανθρακική διάλυση και συνεπώς να επηρεάσουν αρνητικά τη δημιουργία και τη διατήρηση των ακτόλιθων. Φαίνεται πως ο μελλοντικός σχηματισμός των ακτόλιθων θα επηρεαστεί από πολύπλοκους αλληλεπιδρώντες μηχανισμούς και, κατά συνέπεια, είναι δύσκολο να προβλεφθούν οι συνέπειες της αυξανόμενης θερμοκρασίας στο σχηματισμό τους (Vousdoukas et al., 2007).

Η παράκτια υδροδυναμική φαίνεται να ελέγχει εξίσου τον σχηματισμό των ακτόλιθων. Έχει βρεθεί ότι ο ρυθμός της συγκόλλησης σε ρηχά παράκτια περιβάλλοντα μειώνεται με αυξανόμενο βάθος και την απόσταση από την ακτογραμμή. Αυτό έχει αποδοθεί στην μειωμένη διαθεσιμότητα των ανθρακικών

λόγω της ελαττωμένης κυκλοφορίας του νερού (Whittle et al., 1993). Επιπροσθέτως, αρκετές μελέτες έχουν δείξει μια προτιμητέα ανάπτυξη των ακτόλιθων σε ακτές εκτεθειμένες προς τον άνεμο, στις οποίες η αυξημένη κυματική δραστηριότητα θα αναγκάσει μια αξιόλογη ποσότητα νερού να αποπλύνει ή να ψεκάσει την παραλία και συνεπώς να προσφέρει επαρκείς ποσότητες συγκολλητικού υλικού για τον σχηματισμό τους (π.χ. Ginsburg, 1953, Chivas et al., 1986, Kelletat, 1988, 2006, Gischler & Lomando, 1997). Ωστόσο, υπάρχουν επίσης στοιχεία που υποδεικνύουν ότι η υπερβολική κυματική ενέργεια μπορεί να περιορίσει την διεργασία, καθώς η αυξημένη κινητοποίηση των παράλιων ιζημάτων μαζί με την κυριαρχία αδρόκοκκων ιζημάτων (με μεγάλο πορώδες) που σχετίζονται με ενεργητικά ρηχά θαλάσσια περιβάλλοντα, μπορεί να εμποδίσουν την εξέλιξη της συνεκτικοποίησης των ιζημάτων (π.χ. Dravis, 1979; Voudoukas et al., 2005). Θα πρέπει να σημειωθεί ότι η καθίζηση του συγκολλητικού υλικού από θαλασσινό νερό που αποπλύνει την παραλία εξαρτάται και από την παρουσία κατάλληλων πυρήνων μέσα στα παράλια ιζήματα, οι οποίοι θα δώσουν το έναυσμα για τη διεργασία της συγκόλλησης (π.χ. Ginsburg, 1953).

Ο ρυθμός συσσώρευσης των ιζημάτων μπορεί να παίξει ρόλο στη διεργασία της λιθοποίησης. Σύμφωνα με τον Shinn, 1969 η ανθρακική συγκόλληση ρηχών θαλάσσιων ιζημάτων ευνοείται από χαμηλούς ρυθμούς συσσώρευσης. Εντούτοις, οι ακτόλιθοι σχηματίζονται και κατά μήκος ακτών που χαρακτηρίζονται από υψηλούς ρυθμούς συσσώρευσης ιζημάτων, εφόσον αυτή η συσσώρευση είναι περιστασιακή και ακολουθείται από περιόδους με χαμηλούς ρυθμούς ιζηματογένεσης. Οι Ramkumar et al. (2000) έχουν περιγράψει τη λιθοποίηση των ιζημάτων που τροφοδοτούν τις δελταϊκές παραλίες Godavari μέσω της μεταφοράς ιζήματος προς την ακτή λόγω των μουσώνων, κατά τη διάρκεια των παρατεταμένων συνθηκών καλοκαιρίας μετά τους μουσώνες.

Τέλος, φαίνεται ότι ο σχηματισμός των ακτόλιθων δεν επηρεάζεται ιδιαίτερα από την ορυκτολογία των συστατικών ιζημάτων. Για παράδειγμα, ο Neumeier (1998, 1999) διαπίστωσε ότι μόνο ένα 10% των ακτόλιθων που αποτελούνται από ανθρακικούς ιζηματογενείς κόκκους παρουσιάζουν πιο εξελιγμένη συγκόλληση από αυτούς που αποτελούνται από πυριτικούς κλαστικούς ιζηματογενείς κόκκους.

2.3 Θεωρίες σχηματισμού των ακτόλιθων

Έχουν προταθεί αρκετές θεωρίες για την ερμηνεία του σχηματισμού των ακτόλιθων, οι οποίες σχετίζονται είτε με φυσικοχημικούς (Ginsburg, 1953, Taylor & Illing, 1969, Moore, 1973, Hanor, 1978, Meyers, 1987) ή με βιολογικούς μηχανισμούς (Webb et al., 1999; Neumeier, 1999). Οι περισσότερες από αυτές ερμηνεύουν συγκεκριμένες εμφανίσεις και συνεπώς είναι ενδιαφέρον να σημειωθεί ότι οι Μεσογειακοί ακτόλιθοι σπανίως έχουν αποδοθεί σε μηχανισμούς που εμπλέκουν μίξη θαλάσσιου/μετεορικού νερού και εξαέρωση CO₂ (πίνακας 1). Γενικά, ο πιο διαδεδομένος μηχανισμός σχηματισμού σχετίζεται με απευθείας καθίζηση συγκολλητικού υλικού από θαλασσινό ή γλυκό νερό, ακολουθούμενη από λιθοποίηση λόγω βιολογικών διεργασιών (26%) και καθίζηση συγκολλητικού υλικού από αναμειγμένα θαλάσσια και μετεωρικά νερά (11%).

2.3.1 Απευθείας καθίζηση συγκολλητικού υλικού

Πρώιμες μελέτες υποστήριξαν ότι οι ακτόλιθοι σχηματίζονται κυρίως λόγω της καθίζησης συγκολλητικού υλικού από μετεωρικά νερά (Russell, 1959, 1962, 1963, Milliman, 1974) και ελέγχονται από τη θερμοκρασία του υπεδαφικού νερού και την τοπική λιθολογία, η οποία θα πρέπει να τροφοδοτεί με επαρκή ανθρακικά στην μετεωρική φρεατική ζώνη (Russell & McIntire, 1965). Πρέπει να σημειωθεί ότι παρόλο που σε ορισμένες περιοχές οι ακτόλιθοι απαντώνται αποκλειστικά κατά μήκος των ακτών σε ανθρακικά πετρώματα (π.χ. ασβεστόλιθους και μάρμαρα), είναι επίσης συνήθη σε παράκτιες περιοχές χωρίς ανθρακικούς σχηματισμούς στη γύρω περιοχή (Russell, 1962). Οι Stoddart & Cann (1965) έχουν επικρίνει αυτή τη θεωρία με βάση τα παρακάτω επιχειρήματα:

- Οι ακτόλιθοι απαντώνται και σε ξηρές περιοχές (π.χ. ακτές της Ερυθράς Θάλασσας).
- Συνήθως βρίσκονται στις ακτές νησιών πολύ μικρές ώστε να τροφοδοτείται η ζώνη ανάπτυξής τους με γλυκό νερό.
- Υπάρχει έλλειψη ενισχυτικών γεωχημικών και ορυκτολογικών στοιχείων, όπως η σχετική έλλειψη συγκολλητικών υλικών που έχουν καθιζάνει από μετεωρικά νερά (ασβεστίτης και LMC) στις περισσότερες εμφανίσεις ακτόλιθων.

Όσον αφορά στη συγκόλληση μέσω καθίζησης από θαλάσσια νερά, θεωρείται ότι λαμβάνει χώρα στην μεσο-παλιρροιακή ζώνη, ως αποτέλεσμα της εναλλασσόμενης διαβροχής – ξήρανσης του μετώπου της παραλίας (π.χ. Gischler & Lomando, 1997) και της αυξημένης θερμοκρασίας των ενδιάμεσων νερών λόγω της ηλιακής θέρμανσης της παραλίας κατά τη διάρκεια της ημέρας (π.χ. Scoffin, 1970, Moore & Billings, 1971). Ο Ginsburg (1953) πρότεινε ότι το παράκτιο ιζηματογενές υλικό μπορεί να προσφέρει τους απαραίτητους πυρήνες ώστε να αρχίσει η διεργασία της συγκόλλησης, η οποία στη συνέχεια εξελίσσεται με υψηλές θερμοκρασίες με αποτέλεσμα τη μείωση της διαλυτότητας των ανθρακικών και την απορρόφηση και εξάτμιση του CO₂ που σχηματίζονται κατά την άμπωτη και την επαναφορά (π.χ. Tietz & Muller, 1971, Gischler & Lomando, 1997). Η εγκυρότητα αυτού του μηχανισμού

υποστηρίζεται από την παρουσία συγκολλητικών θαλάσσιας προέλευσης στους περισσότερους ακτόλιθους (π.χ. αραγωνίτης και HMC).

Ωστόσο, υπάρχουν και ορισμένα προβλήματα με αυτή τη θεωρία, εκ των οποίων τα πιο προφανή σχετίζονται με τα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά των ακτόλιθων. Πολλές εμφανίσεις σε μικροπαλιρροιακές περιοχές χαρακτηρίζονται από μεγάλη κατακόρυφη έκταση και μεγάλο υψόμετρο (σε σχέση με τη μέση θαλάσσια στάθμη). Αυτά τα χαρακτηριστικά μπορεί να δείχνουν μια υπερ-παλιρροιακή γένεση, με καθίζηση συγκολλητικού υλικού από ψεκασμό θαλάσσιου νερού (π.χ. Kelletat, 2006). Επιπροσθέτως, ο Neumeier (1998) υπέδειξε ότι, στις περιπτώσεις ιζηματογενών δομών που κλίνουν προς τη θάλασσα, η καθίζηση ανθρακικών κατά την εξάτμιση του θαλάσσιου νερού μπορεί να μην είναι επαρκής ώστε να συνεκτικοποιηθούν τα παράκτια ιζήματα.

2.3.2 Μίξη θαλασσινού και μετεωρικού νερού

Καθώς η διαλυτότητα του CaCO_3 ελαττώνεται με την αλατότητα (π.χ. Milliman, 1974), η μίξη μετεωρικού και θαλασσινού νερού μπορεί να επιφέρει κορεσμό σε ανθρακικά και καθίζηση και συνεπώς σχηματισμό του ακτόλιθου. Αυτός ο μηχανισμός (βλέπε Hanor (1978), Scoffin & Stoddart (1983) και Bernier et al. (1997)) έχει υποστηριχτεί από τις παρατηρήσεις του Schmalz (1971), ο οποίος υποστήριξε ότι οι ακτόλιθοι του Eniwetok Atoll σχηματίστηκαν στη ζώνη μίξης μετεωρικού και θαλασσινού νερού, η οποία βρέθηκε υπερκορεσμένη σε ανθρακικά ορυκτά. Άλλες παρατηρήσεις έχουν επίσης δείξει ότι τα συγκολλητικά υλικά θαλάσσιας και μετεωρικής προέλευσης μπορεί να συνυπάρχουν στις ίδιες εμφανίσεις, υποδεικνύοντας επίσης καθίζηση από αναμεμειγμένο μετεωρικό και θαλασσινό νερό (Moore, 1973, 1977, Hanor (1978)).

2.3.3 Απομάκρυνση/διαφυγή του CO_2

Ο Field (1919) ήταν ο πρώτος που εισηγήθηκε ότι η διαφυγή του CO_2 από υπεδαφικά νερά κορεσμένα σε ανθρακικά θα μπορούσε να είναι ο μηχανισμός στον οποίο οφείλεται η δημιουργία των ακτόλιθων στο Loggerhead Key (Tortugas). Παρόλο που η ερμηνεία του αρχικά αμφισβητήθηκε από τον Daly (1924), υποστηρίχτηκε αργότερα από τα πειράματα των Thornstenson et al. (1972), τα οποία απέδειξαν την δυνατότητα συγκόλλησης των παράκτιων ιζημάτων πάνω και κάτω από τον υδροφόρο ορίζοντα, από την διαφυγή του CO_2 από υπεδαφικά νερά κορεσμένα σε ανθρακικά. Ο Hanor (1978) ήταν ο πρώτος που παρουσίασε μια ολοκληρωμένη θεωρία, σύμφωνα με την οποία η κατακόρυφη διασπορά των ρευστών στην φρεατική ζώνη, είναι επαρκής ώστε να προκαλέσει την διαφυγή του CO_2 από τα υπεδαφικά νερά που ρέουν προς τη θάλασσα. Η απώλεια του CO_2 μπορεί να ενισχυθεί από την παλιρροιακή άντληση της αέριας φάσης στην ρηχή ζώνη.

Πειράματα που διεξάχθηκαν στην παραλία St. Croix, U.S.Virgin Islands (Hanor, 1978) έδειξαν γρήγορη καθίζηση CaCO_3 (σε χρόνο 12 – 48 ώρες) από την απομάκρυνση CO_2 από γλυκό υπεδαφικό νερό με υψηλή μερική πίεση του CO_2 (P_{CO_2}). Η μίξη γλυκού υπεδαφικού νερού με θαλασσινό νερό δεν άλλαξε τον τύπο της

καθίζησης, αλλά άλλαξε το χρόνο έναρξης της διεργασίας, καθώς και την ποσότητα, το μέγεθος και τη μορφολογία των αποτιθέμενων υλικών. Πλεονέκτημα αυτής της θεωρίας σε σχέση με τις άλλες θεωρίες του υπεδαφικού νερού, είναι ότι δεν προϋποθέτει την παρουσία μόνιμου γλυκού νερού και, συνεπώς, μπορεί να εξηγήσει τον σχηματισμό των ακτόλιθων σε περιβάλλοντα μικρών νησιών.

Καθώς το πορώδες των παράκτιων ιζημάτων μειώνεται, μέσω της καθίζησης του συγκολλητικού υλικού, είναι εξίσου πιθανό να μειώνεται η ικανότητα του υπεδαφικού νερού να εξαερώνεται και να τροφοδοτεί με περισσότερο συγκολλητικό υλικό (Hanor, 1978). Έχει προταθεί (Matthews, 1971, Hanor, 1978) ότι οι κατάλληλες συνθήκες ροής του υπεδαφικού νερού είναι κρίσιμες για τη συγκόλληση, καθώς ο παρατεταμένος χρόνος παραμονής του νερού είναι απαραίτητος ώστε (α) το υπεδαφικό νερό να αποκτήσει υψηλή P_{CO_2} και συγκέντρωση διαλυμένου $CaCO_3$ και (β) παράλια εξάτμιση (beach de-gassing), δηλαδή εξάτμιση πριν το νερό εκχυθεί στη θάλασσα. Το τελευταίο είναι φυσιολογικό σε τροπικά και υποτροπικά κλίματα, όπου οι εποχικές βροχοπτώσεις έχουν ως αποτέλεσμα επεισοδιακές μεταβολές στην εκφόρτιση του υπεδαφικού νερού. Ωστόσο, αυτή η θεωρία μπορεί να μην εφαρμόζεται σε ξηρές-άνυδρες ακτές (Hanor, 1978).

2.3.4 Βιολογική δραστηριότητα

Οι βιολογικές δραστηριότητες που έχουν αναφερθεί συχνότερα στις μελέτες συγκόλλησης ιζημάτων είναι οι: φωτοσύνθεση φυκών (π.χ. Nesteroff, 1956, Puri & Collier, 1967), μικροβιακή αποσύνθεση οργανικής ύλης (π.χ. Field, 1919, Daly, 1924, Krumbein, 1979), σύνδεση επιφλοιωμένων φυκών (π.χ. Maxwell, 1962, Davies & Kinsey, 1973) και βακτηριακή απασβέστωση (Neumeier, 1998, 1999). Όσον αφορά στον σχηματισμό των ακτόλιθων, οι μηχανισμοί αυτοί έχουν αμφισβητηθεί, καθώς:

(α) τα μεσαίου μεγέθους και αδρόκοκκα ιζήματα της παραλίας χαρακτηρίζονται, συνήθως, από μικρό περιεχόμενο σε οργανικό υλικό και

(β) τα φύκη συνήθως απουσιάζουν από το εσωτερικό των ακτόλιθων, αλλά απαντώνται συχνά στην επιφάνειά τους (Milliman, 1974). Παρόλα αυτά, η βιολογική δραστηριότητα μπορεί να προωθεί την καθίζηση $CaCO_3$, διότι ελέγχει την μερική πίεση του CO_2 (P_{CO_2}) μέσω της κατανάλωσης CO_2 (π.χ. Hopley, 1986).

Οι βακτηριακές διεργασίες, όπως η αμμωνιοποίηση των αμινοξέων, η υδρόλυση ουρίας και η μείωση θειικών, που λαμβάνουν χώρα κατά την αποσύνθεση της οργανικής ύλης, φαίνεται να προωθούν την καθίζηση ανθρακικών αυξάνοντας το pH (π.χ. Berner, 1968, Krumbein, 1979, Lyons et al., 1984), ιδιαίτερα σε περιβάλλοντα εκτεθειμένα στο φως (Neumeier, 1999). Σε περιβάλλοντα γλυκού νερού, η φωτοσύνθεση από φωτο-αυτότροφα αυξάνει επίσης το pH, με αποτέλεσμα την απομάκρυνση CO_2 , μειωμένη ανθρακική διαλυτότητα και καθίζηση ανθρακικών (Pentecost & Riding, 1986, Merz, 1992).

Οι Webb et al. (1999) υποστήριξαν ότι ετεροτροπικές βακτηριακές/fungal διεργασίες έχουν παίξει σημαντικό ρόλο στην συγκόλληση των ακτόλιθων στο νησί Heron. Βρήκαν ότι το συγκολλητικό μικριτικό υλικό συσχετίζοταν με το οργανικό

υλικό, τις μικροβιακές συγκεντρώσεις και νήματα (filaments) και εισηγήθηκαν ότι η βιολογική καθίζηση των ανθρακικών μπορεί να συσχετιστεί με δυο διεργασίες:

(α) η παρουσία οργανικού υλικού και μικροβίων μπορεί να μεταβάλλει την χημεία του νερού και να προωθήσει την ανθρακική καθίζηση, αυξάνοντας τοπικά το επίπεδο του ανθρακικού κορεσμού,

(β) η οργανική ύλη μπορεί να προκαλέσει τον σχηματισμό πυρήνων συμπύκνωσης ανθρακικών, εφόσον το υγρό μέσο είναι κορεσμένο σε ανθρακικά.

Όταν ξεκινήσει ο σχηματισμός πυρήνων, η ανάπτυξη των συγκολλητικών υλικών μπορεί να εξελιχθεί περαιτέρω, σε (θερμά) παράκτια περιβάλλοντα. Όσον αφορά στην έναρξη της διεργασίας, τα βελονοειδή συγκολλητικά υλικά των ακτόλιθων έχουν συσχετιστεί πολλές φορές με ζώνες σχηματισμού πυρήνων, πλούσιες σε οργανικό υλικό (Khalaf, 1988, Bernier & Dalongeville, 1996, Webb et al., 1999).

Οι Mitterer & Cunningham (1985) έχουν δείξει ότι ορισμένα οργανικά μακρομόρια μπορούν να προωθήσουν τον σχηματισμό ορυκτολογικών ανθρακικών πυρήνων, ιδιαίτερα όταν έχουν παρόμοια απόσταση πλεγμάτων σε σχέση με τα ανθρακικά ορυκτά. Ο Reitner (1993) απέδειξε την σημασία ορισμένων μακρο-μορίων (πλούσια σε γλουταμινικά και aspartic οξέα) στην καθίζηση ανθρακικών που σχετίζονται με τις απασβεστωμένες βιοταινίες (biofilms) στα κοραλλιογενή σπήλαια στο νησί Lizard (Lizard Island).

Ο Neumeier (1998, 1999) προσομοίωσε τις συνθήκες σχηματισμού των ακτόλιθων σε μια σειρά εργαστηριακών πειραμάτων και συμπέρανε ότι παρόλο που οι αβιοτικές παράμετροι και μηχανισμοί μπορεί να παίζουν αξιοσημείωτο ρόλο στο σχηματισμό τους, η μικροβιακή δραστηριότητα παρέχει τον κύριο έλεγχο. Τα βιο-ορυκτολογικά του πειράματα παρουσίασαν υψηλότερη συγκόλληση ανθρακικών από τα αντίστοιχα πειράματα αβιοτικού έλεγχου. Βρήκε ότι ορισμένοι τύποι συγκολλητικών υλικών ήταν κοινοί στα βιο-ορυκτολογικά του πειράματα, αλλά σπάνιοι στα πειράματα αβιοτικού έλεγχου και ότι οι περισσότερες καθιζήσεις ήταν βιο-ορυκτολογικές, σχηματιζόμενες μόνο από την παρουσία μικροβιακής δραστηριότητας. Εισηγήθηκε επίσης ότι:

- οι μικριτικοί κόκκοι που αιωρούνται στο ενδιάμεσο νερό μπορούν να παγιδευτούν στην οργανική mucus και αργότερα να συγκολληθούν από βιολογικές και αβιοτικές διεργασίες (βλέπε επίσης Davies & Kinsey, 1973),
- η μικριτική συγκόλληση μπορεί να προωθηθεί από οργανικά υποστρώματα και μικροβιακό μεταβολισμό και
- το υπεραλατούχο περιβάλλον που δημιουργείται στη γύρω περιοχή των υποοριζόντιων εμφανίσεων μπορεί να προωθήσει την εξάτμιση του νερού και την ανθρακική καθίζηση.

2.4 Οι επιπτώσεις των ακτόλιθων στις ακτές

2.4.1 Μορφοδυναμική ακτών

Παρότι η παρουσία των ακτόλιθων φαίνεται να επηρεάζει τη μορφοδυναμική των ακτών, έχει πραγματοποιηθεί μικρή σχετική έρευνα. Το μεγαλύτερο μέρος των ερευνών έχει εστιάσει στις 'θετικές' επιπτώσεις που μπορεί να προκαλέσει η παρουσία τους στη διάβρωση των ακτών, δηλαδή στην προστασία που μπορεί να προσφέρουν τόσο ισχυρές δομές σε ακτογραμμές απειλούμενες από διάβρωση (π.χ. Dickinson, 1999). Εντούτοις, καθώς η παρουσία ισχυρών δομών στο μέτωπο της ακτής μπορεί να διαφοροποιήσει σημαντικά τη μορφολογική και ιζηματογενή απόκριση-αντίδραση στο υδροδυναμικό καθεστώς, οι επιπτώσεις των ακτόλιθων στη μορφοδυναμική των ακτών πιθανόν να είναι πιο σύνθετες. Ο Russell (1959), που ήταν ο πρώτος που συνέδεσε την παρουσία τους με τη μορφοδυναμική των ακτών, επισήμανε αυτή η παρουσία σε ορισμένες ακτές της Καραϊβικής είχε ως αποτέλεσμα διαφορετικές, ανά εποχή, μορφολογικές τάσεις από τις αναμενόμενες (Aubrey & Ross, 1985, Komar, 1998), δηλαδή παρατήρησε διάβρωση της ακτής υπό ήπιο θερινό κυματισμό και επαύξηση υπό συνθήκες χειμερινού ισχυρού κυματισμού (βλέπε και Russell & McIntire, 1965, Rey et al., 2004).

Η πρώτη μελέτη που εστίασε στις επιπτώσεις των ακτόλιθων στη μορφοδυναμική της υπο-παλιρροιακής ζώνης του αιγιαλού δημοσιεύτηκε από τον Cooper (1991). Διατύπωσε την άποψη ότι οι ακτόλιθοι μπορούν να χαρακτηριστούν ως μακροπρόθεσμοι χώροι βύθισης/συγκέντρωσης ιζημάτων, ο σχηματισμός των οποίων μπορεί να έχει ως αποτέλεσμα σημαντικές αλλαγές της ακτογραμμής. Ισχυρίστηκε ότι η παρουσία των ακτόλιθων μπορεί:

- να μειώσει (αδρανοποιήσει) τον κινητό όγκο παράκτιου ιζήματος μέσω της λιθοποίησης,
- να διαφοροποιήσει την τροφοδοσία του παράκτιου ιζήματος και τη μορφή της παράκτιας κυκλοφορίας, παρόμοια με τους κυματοθραύστες και
- να περιπλέξει περισσότερο τη διάγνωση και πρόβλεψη της μορφοδυναμικής των ακτών υπό τις σύγχρονες κλιματικές και μελλοντικές αλλαγές.

Οι πιο πρόσφατες έρευνες (π.χ. Larson & Kraus, 2000, Rey et al., 2004, Voudoukas et al., 2005, 2007) έδειξαν ότι η παρουσία των ακτόλιθων μπορεί να έχει ως αποτέλεσμα την απρόβλεπτη μορφοδυναμική των ακτών. Οι Larson & Kraus (2000), χρησιμοποιώντας μια τροποποιημένη εκδοχή του μοντέλου SBEACH (Larson & Kraus 1989), για να προσδομοιώσουν την εξέλιξη της κατατομής της παραλίας υπό την παρουσία hardbottoms, απέδειξαν ότι οι λιθοποιημένες εμφανίσεις ιζήματος μπορεί να έχουν ως αποτέλεσμα την υποσκαφή του παρακείμενου ιζηματογενούς πυθμένα. Αυτά τα αποτελέσματα υποστηρίχτηκαν ακόμα περισσότερο από πιο πρόσφατες προσπάθειες μοντελοποίησης (π.χ. Hanson & Militello, 2005, Voudoukas et al., 2005, 2007) που έδειξαν ότι ακτές με hardbottoms ή ακτόλιθους μπορεί να επιδείξουν ειδική μορφολογική συμπεριφορά. Σε αυτό το πλαίσιο, αναφέρονται παρακάτω οι κύριες ιζηματογενείς και υδροδυναμικές διεργασίες που σχετίζονται με τους ακτόλιθους, οι οποίες μπορεί να επιδράσουν στη μορφοδυναμική των ακτών.

α) Μείωση της παράκτιας διάβρωσης

Σε μερικές περιπτώσεις, έχει διαπιστωθεί ότι οι ακτόλιθοι δρουν ως φυσικές άμυνες των ακτών, μετριάζοντας τη διάβρωση τους, ιδιαίτερα στην περίπτωση των ‘εύθραυστων’ μικρών νησιών και ατολών (π.χ. Chowdhury et al., 1997. Dickinson, 1999). Οι υποθαλάσσιες σκληρές επιφανειακές εμφανίσεις πετρωμάτων κοντά στην ακτογραμμή, όπως τα υπολείμματα ακτόλιθων και hardbottoms, μπορεί να προωθήσουν τη διάχυση των υπεράκτιων κυμάτων ή και τη θραύση τους, μειώνοντας έτσι την ενέργεια των κυμάτων (π.χ. Kindler & Bain, 1993. Calvet et al., 2003. Desruelles et al., 2004. Gionis et al., 2004). Την ίδια στιγμή, πιο πρόσφατοι ακτόλιθοι που βρίσκονται εσωτερικότερα στις ζώνες κυματαγωγής και παφλασμού μπορεί να θωρακίσουν την ακτή και να αποτρέψουν την υποχώρηση της ακτογραμμής (π.χ. Dickinson, 1999).

β) «Ακινητοποίηση»-Locking της κατατομής της παραλίας

Οι παραλίες είναι ιζηματογενείς δομές που μπορεί να υποστούν και να απορροφήσουν την ενέργεια των παράκτιων κυμάτων, δηλαδή μπορεί να δρουν ως ‘φυσικές’ παράκτιες προστατευτικές δομές (Bird, 2000). Η οριζόντια και κάθετη κατατομή τους προσαρμόζεται συνεχώς στην κυματική ενέργεια που υφίστανται, από την παράκτια παράσυρση, την διαφοροποίηση της κλίσης της παραλίας και το σχηματισμό και μεταφορά ειδικών ιζηματογενών δομών, όπως τα υπεράκτια φράγματα και οι αμμώδεις συγκεντρικές παράκτιες ζώνες (Komar, 1998). Οι κάθετες κατατομές της παραλίας κυμαίνονται γύρω από ένα προφίλ ισορροπίας ‘equilibrium profile’ (π.χ. Dean, 1991; Pilkey et al., 1993; Komar & McDougal, 1994), που ελέγχεται από υδροδυναμικές (Bagnold, 1940; Hardisty et al., 1984; Hardisty, 1986) και ιζηματογενείς (Moore, 1982; Turker & Kabdasli, 2006) συνθήκες.

Οι ακτόλιθοι, όταν σχηματιστούν, καθορίζουν το όριο μέχρι το οποίο μπορεί να διαβρωθεί η παραλία. Επιπλέον, εκτός από την εμφανή σχέση μεταξύ των εκτεθειμένων επιφανειών των ακτόλιθων και της κατατομής της παραλίας, υπάρχουν ενδείξεις που υποδεικνύουν ότι το σχήμα της ανώτερης επιφάνειας των θαμμένων ακτόλιθων επηρεάζει μορφολογικά τις υπερκείμενες συγκεντρώσεις ιζήματος (Voudoukas & Velegakis, 2006). Οι κατατομές των παραλιών με θαμμένους ακτόλιθους διαπιστώθηκε ότι χαρακτηρίζονται από χαμηλή δυναμική, σε άμεση σχέση με τις κατατομές της ανώτερης επιφάνειας των θαμμένων σχηματισμών. Έτσι, παρότι οι αιτίες αυτής της μορφοδυναμικής συμπεριφοράς δεν είναι ακόμα σαφείς, υπάρχουν στοιχεία που υποδεικνύουν ότι οι σκληρές επιφάνειες των ακτόλιθων (εκτεθειμένες ή θαμμένες) μπορεί να δρουν καθοριστικά στην κατατομή, επηρεάζοντας σημαντικά την ελεύθερη διακύμανση των κατατομών της παραλίας και μειώνοντας την ικανότητά τους να διαφοροποιούνται ανάλογα με την κυματική ενέργεια που υφίστανται (Voudoukas et al., 2007).

γ) Διαφοροποίηση της υδροδυναμικής της υπο-παλιρροιακής ζώνης αιγιαλού

Η παρουσία των ακτόλιθων μπορεί να επηρεάσει σημαντικά την υδροδυναμική της υπο-παλιρροιακής ζώνης του αιγιαλού, καθώς το πορώδες του πυθμένα επηρεάζει τις

διεργασίες της υπο-παλιρροιακής ζώνης αιγιαλού, όπως την διατάραξη του πυθμένα και τη γένεση ρευμάτων (κάτω από τη επιφάνεια του νερού) και άλλων ροών στις ζώνες κυματαγωγής και παφλασμού (π.χ. Ting & Kirby, 1994. Longo et al., 2002. Buscombe & Masselink, 2006). Επιπλέον, η υδροδυναμική της υπο-παλιρροιακής ζώνης του αιγιαλού μπορεί να επηρεαστεί από τη διαφοροποιημένη (λόγω της παρουσίας των ακτόλιθων) τραχύτητα του πυθμένα και της αυξημένης τριβής (π.χ. Fredsoe & Deigaard, 1992). Τέλος, εφόσον οι ακτόλιθοι σχετίζονται με σημαντικές μορφολογικές αλλαγές στην εσώτερη ζώνη κυματαγωγής και στη ζώνη παφλασμού (Larson & Kraus, 2000, Voudoukas et al. 2005, 2007), μπορεί επίσης να επηρεάσουν σημαντικά την εγκάρσια κατανομή της κυματικής ενέργειας. Μετρήσεις κυμάτων που πραγματοποιήθηκαν από και προς την ακτή (Voudoukas, 2006) έδειξαν υψηλότερη διάλυση ενέργειας στις χαμηλές συχνότητες, καθώς και μια γενική αλλαγή της ενέργειας προς υψηλότερες συχνότητες.

δ) Μεταβολές στην τροφοδοσία των ιζημάτων

Οι εκτεθειμένοι ακτόλιθοι μπορεί να καλύπτουν μεγάλες επιφάνειες της ζώνης κυματαγωγής και να επεκτείνονται πέρα από το σημείο θραύσης (Russell & McIntire, 1965). Καθώς οι ακτόλιθοι σχηματίζονται σε πλάκες (patches), οι εκτεθειμένες επιφάνειες τους μπορεί να δρουν ως φράγματα παγιδεύοντας τα ιζήματα της παράκτιας παράσυρσης κατά μήκος της ακτογραμμής, δημιουργώντας δομές συσσώρευσης και διάβρωσης, όμοιες με εκείνες που σχηματίζονται από έργα ισχυρής παράκτιας προστασίας (Cooper, 1991). Όσον αφορά την εγκάρσια μορφοδυναμική, μοντέλα εξέλιξης του προφίλ της παραλίας (Larson & Kraus, 2000; Voudoukas et al., 2005, 2007) έδειξαν ότι, κάτω από ορισμένες συνθήκες, ακτές με ακτόλιθους μπορεί να επιδείξουν αισθητά διαφορετική μορφοδυναμική συμπεριφορά από ακτές χωρίς αυτά.

Ένας από τους κύριους λόγους για αυτή τη διαφορετική συμπεριφορά, είναι ότι, μετά την έκθεση των ακτόλιθων, η τροφοδοσία ιζήματος από τον πυθμένα διακόπτεται στην περιοχή εμφάνισης, με αποτέλεσμα να δημιουργούνται μεγάλες χωρικές διαβαθμίσεις των ρυθμών μεταφοράς ιζήματος στα όρια της έκθεσης και να αναπτύσσεται υποσκαφή (scour steps) (Εικόνα 6). Τα ιζήματα αμέσως μετά την υποσκαφή σκάπτονται περισσότερο, λόγω της αυξανόμενης ιζηματογενούς διάβρωσης, που προκαλείται από τις ροές που σχετίζονται με το βυθισμένο, σχεδόν κάθετο μέτωπο του σκαλοπατιού (π.χ. Sumer et al., 2005). Αυτή η υποσκαφή μπορεί στη συνέχεια να δράσει ως ‘φίλτρο’ της εγκάρσιας μεταφοράς ιζήματος. Η προς την ακτή μεταφορά ιζήματος είναι πιθανό να παρεμποδίζεται από το ύψος του σκαλοπατιού και την αυξανόμενη διατάραξη στην άκρη του, ενώ η μεταφορά υπεράκτιου ιζήματος δεν παρεμποδίζεται το ίδιο. Έτσι, η υποσκαφή στο υπεράκτιο όριο της εμφάνισης των ακτόλιθων είναι πιθανό να προωθεί τη μεταφορά υπεράκτιων ιζημάτων και να εμποδίζει την αντίστοιχη μεταφορά προς την ακτή, με συνέπεια τη διάβρωση των ιζημάτων της παραλίας. Επιπλέον, καθώς η υποσκαφή προχωρά στο υπεράκτιο όριο του ακτόλιθου, η εξωτερική επιφάνεια του μπορεί να υποσκαφθεί, να υποχωρήσει και πιθανόν να θραυτεί λόγω της μηχανικής καταπόνησης,

σχηματίζοντας ανοίγματα και κανάλια, τα οποία μπορεί επίσης να συγκρατήσουν ιζήματα.



Εικόνα 6: Υποσκαφή στους ακτόλιθους της Αγίας Μαρίνας.

ε) Αλλαγές στον πορώδη χαρακτήρα του πυθμένα

Η διήθηση του νερού διαμέσου των ιζημάτων της παραλίας, οι κατανομές της πίεσης και οι ροές μέσω του πορώδους ιζηματογενούς σώματος και οι αλληλεπιδράσεις τους με τις ροές των υπόγειων υδάτων θεωρούνται σημαντικοί παράγοντες ελέγχου της μορφοδυναμικής των ακτών (π.χ. Duncan, 1964, Komar, 1998, Butt et al., 2001, Horn, 2002, 2006, Buscombe & Masselink, 2006, Masselink & Puleo, 2006). Όλες οι παραπάνω διαδικασίες μπορεί να επηρεαστούν σημαντικά από την παρουσία των αδιαπέρατων πλακών ακτόλιθων στις εσώτερες ζώνες κυματαγωγής και παφλασμού. Για παράδειγμα, οι θαμμένοι ακτόλιθοι μπορεί να διαφοροποιήσουν τη διαδικασία διείσδυσης/εξάτμισης (Karambas, 2003) και να αυξήσουν τον όγκο του υγρού (και επομένως με μεγαλύτερη άνωση) ιζήματος στη ζώνη παφλασμού, καθιστώντας το πιο επιρρεπές στη διάβρωση (π.χ. Van Wellen et al., 2000).

2.4.2 Παράκτια οικολογία

Οι βενθικές κοινότητες στους ακτόλιθους μπορεί να είναι πλούσιες και ποικίλες. Οι ακτόλιθοι φιλοξενούν μια ποικιλία μικροοργανισμών, όπως επιλιθικά,

chasmolithic και ενδολιθικά κυανοβακτήρια, τα οποία μπορεί να σχηματίσουν ένα πυκνό μικροβιακό στρώμα στην επιφάνειά τους (Schreiber et al., 2002).

Οι ακτόλιθοι με επιφανειακή εμφάνιση μπορεί να χαρακτηρίζονται από ζώνες συγκέντρωσης, με ερυθρά και καφέ φύκη που αποκίζουν κυρίως την υπεράκτια ζώνη και μπλε-πράσινα φύκη το εσώτερο μέρος της επιφανειακής εμφάνισής τους (Davies & Kinsey, 1973). Έχουν παρατηρηθεί ζωνώσεις της μεσοπαλιρροιακής ζώνης ανεπτυγμένες σε ανθρακικά πετρώματα (Εικόνα 7), με κάθε ζώνη να διαφοροποιείται από τη γειτονική της με βάση το χρώμα της. Έχουν αναγνωριστεί τέσσερις ζώνες, κάθε μια από τις οποίες χαρακτηρίζεται από συγκεντρώσεις συγκεκριμένης πανίδας και χλωρίδας (π.χ. Stephenson & Stephenson, 1950; Newell et al., 1959): μια προς τη θάλασσα, βυθισμένη (μεσο-παράκτια) κίτρινη ζώνη, μια γκρίζα και μαύρη (littoral fringe) ζώνη, που δεν είναι πάντα βυθισμένη και μια λευκή (supratidal-υπερπαλιρροιακή) ζώνη που βρέχεται σπάνια από τα κύματα. Δεν αναπτύσσονται πάντα και οι τέσσερις ζώνες, ή μπορεί να είναι ακαθόριστες, αλλά το όριο των κίτρινων και μαύρων ζωνών είναι, στις περισσότερες περιπτώσεις, ευδιάκριτες. Ο Brattström (1992) ανακάλυψε ότι οι ακτόλιθοι στις Μπαχάμες συνοδεύονται από τρεις ευδιάκριτες ζώνες, κάθε μια από τις οποίες συνδυάζεται με ειδική οικολογία: (α) μια κατώτερη κίτρινη ζώνη, η οποία είναι οικολογικά η πιο διαφορετική και αποτελείται από ένα στρώμα μικρών φυκών σε μορφή κρούστας μαζί με μερικά μεγαλύτερα φύκη στα οποία μπορεί να βρεθεί μια μεγάλη ποικιλία από κυρίως μαλακά ή λιθοφάγα ζώα, (β) μια ανώτερη κίτρινη ζώνη, όπου η ποικιλία και ποσότητα των φυτών και ζώων ελαττώνεται σημαντικά και (γ) μια μαύρη ζώνη που χαρακτηρίζεται από την απουσία φυκών και την ποικιλία ειδών μικρών ζώων. Οι Makrykosta et al. (2006) ανακάλυψαν ότι τα επιφανειακά στρώματα των ακτόλιθων στο νησί της Λέσβου φιλοξενούν ποικίλες συγκεντρώσεις χλωρίδας και πανίδας, αποτελούμενες από 38 είδη (Φακοφύκη, Ροδοφύκη, Αννελίδες, Μαλάκια, μαλακόστρακα, Εχινόδερμα και Ascidia). Παρατήρησαν επίσης ότι η πυκνότητα των πληθυσμών και της βιομάζας μειώνεται προς την ακτογραμμή και υποστήριξαν ότι αυτό μπορεί να οφείλεται κυρίως στην αυξανόμενη πίεση στον πυθμένα από τα κύματα, που πιέζει τους βενθικούς οργανισμούς.

Φαίνεται ότι ο σχηματισμός των ακτόλιθων και η επακόλουθη έκθεσή τους, μπορεί να επιφέρουν σημαντικές οικολογικές αλλαγές στην παράκτια ζώνη. Η αρχική (μαλακό υπόστρωμα) πανίδα και χλωρίδα της ακτής είναι πιθανό να αντικαθίσταται από εκείνες που σχετίζονται με βραχώδεις υπο-παλιρροιακές ζώνες αιγιαλού (ισχυρό υπόστρωμα), καθώς οι πρόσφατα εκτεθειμένοι ακτόλιθοι σχηματίζουν νέα περιβάλλοντα κατάλληλα για αποίκηση από είδη ξένα στις αμμώδεις παραλίες (Russell, 1959). Αυτή η αποίκηση των επιφανειακών στρωμάτων των ακτόλιθων μπορεί να έχει οικολογικές επιδράσεις σε μεγαλύτερες χωρικές κλίμακες, καθώς η τοπική διαφοροποίηση της χλωρίδας και πανίδας μπορεί να προκαλέσει αλλαγές στις γύρω περιοχές, λόγω των αλληλοεπιδράσεων των ειδών. Παρότι δεν υπάρχουν σαφείς διαθέσιμες πληροφορίες σε ό,τι αφορά στις επιπτώσεις σε τοπική κλίμακα, τα αποτελέσματα πρόσφατης έρευνας που πραγματοποιήθηκε για τις επιπτώσεις των ανθρωπογενών ισχυρών κατασκευών (π.χ. βυθισμένοι κυματοθραύστες) σε αμμώδεις

παραλίες (Martin et al., 2005; Moschella et al., 2005) απέδειξαν ότι μπορεί να επηρεάσουν σημαντικά την τοπική κατανομή και ποσότητα των ειδών. Παρομοίως, τα επιφανειακά στρώματα των ακτόλιθων μπορεί να δρουν ως αξονικά σημεία, αναστατώνοντας τα φυσικά φράγματα των βραχωδών υπο-παλιρροιακών κοινοτήτων (Airolidi et al., 2005).



Εικόνα 7: Διαφορετικές ζωνώσεις στους ακτόλιθους της Αγίας Μαρίνας.

Κεφάλαιο 3

Περιοχή Μελέτης

3. Γενικά Χαρακτηριστικά Περιοχής Μελέτης

3.1 Γεωγραφικά στοιχεία

Η περιοχή μελέτης, περιλαμβάνει την παράκτια ζώνη της Ανατολικής Αττικής και εκτείνεται από το ακρωτήρι Κορώνη στο Πόρτο Ράφτη έως το ακρωτήρι Μαραθώνα (Εικόνα 8), με συνολικό μήκος περίπου 54 km. Περιλαμβάνει τις περιοχές Πόρτο Ράφτη, Βραυρώνα, Αρτέμιδα, Ραφήνα, Νέα Μάκρη και Μαραθώνα. Ανήκει στην Περιφερειακή ενότητα Ανατολικής Αττικής. Στα δυτικά της συνορεύει με τα όρη Υμηττός και Πεντέλη, ενώ στα ανατολικά με το νότιο Ευβοϊκό Κόλπο.

Οι κύριοι ποταμοί που απαντούν στην περιοχή είναι ο Ερασίνος στην Βραυρώνα και ο Χάραδρος (Οινόης) στον Μαραθώνα.

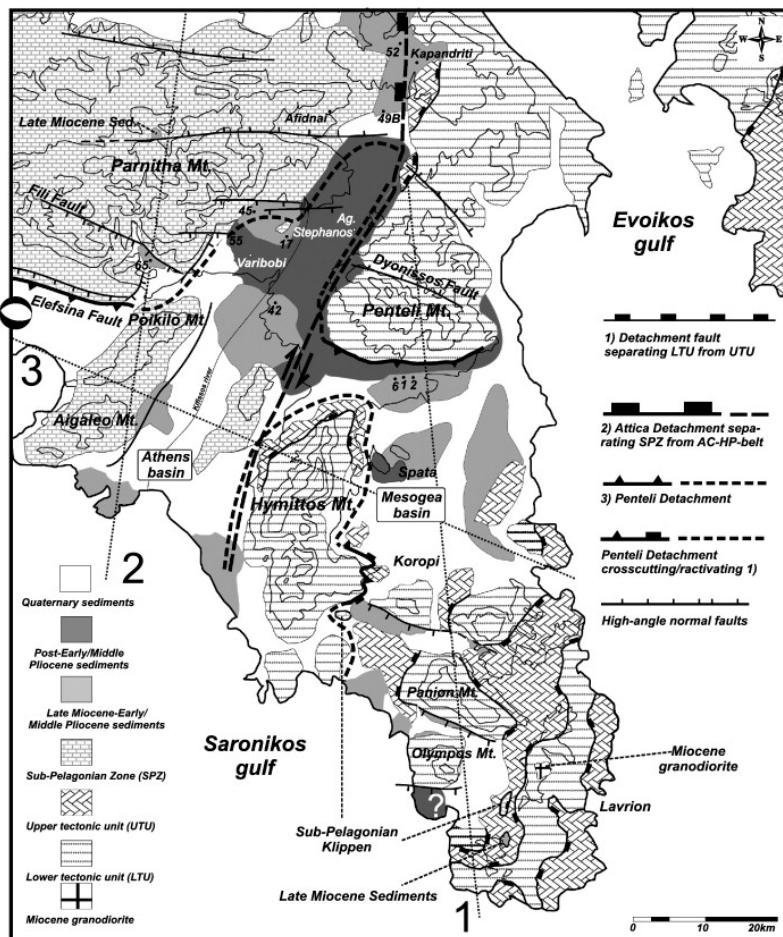


Εικόνα 8: Η περιοχή μελέτης στην ευρύτερη περιοχή της Αττικής.

3.2 Κλίμα

Το κλίμα της περιοχής μελέτης είναι μεσογειακό με κύριο χαρακτηριστικό το ξηρό και θερμό καλοκαίρι και τον ήπιο και βροχερό χειμώνα. Οι μηνιαίες θερμοκρασίες κυμαίνονται μεταξύ 27°C και 10°C, με μέση ετήσια τιμή 18°C, ενώ η μέση ετήσια βροχόπτωση είναι κατά μέσο όρο 400 mm. Οι άνεμοι πνέουν στην Αττική κυρίως από βόρειες μέχρι βορειοανατολικές διευθύνσεις και δευτερευόντως από νότιες μέχρι νοτιοδυτικές, με μέση ταχύτητα 5-7 κόμβους (Παυλόπουλος, 1992).

3.3 Γεωλογία



Εικόνα 9: Γεωλογικά χαρακτηριστικά της περιοχής μελέτης (Krohe et al., 2010).

Η περιοχή μελέτης αποτελεί τμήμα της Αττικοκυκλαδικής μάζας, η οποία ανήκει στις κεντρικές Ελληνίδες. Η γεωλογία της ευρύτερης περιοχής αποτελείται από αλπικούς και μεταλπικούς σχηματισμούς. Οι αλπικοί σχηματισμοί που εμφανίζονται στην περιοχή μελέτης ανήκουν σε δύο κύριες ενότητες: στην σχετικά αυτόχθονη ενότητα Αλμυροπόταμου-Αττικής και στο Νεοελληνικό Τεκτονικό κάλυμμα (ή τεκτονικό κάλυμμα κυανοσχιστολίθων) (Katsikatos, 1976, Katsikatos et al., 1986).

Από την ενότητα Αλμυροπόταμου-Αττικής, στην περιοχή μελέτης εμφανίζεται η σειρά της Βορειοανατολικής Αττικής, με τους παρακάτω σχηματισμούς:

1. **Σχιστόλιθοι Μαραθώνα:** Είναι κυρίως χλωριτικοί και μαρμαρυγιακοί σχιστόλιθοι, με ενστρώσεις σιπολινικών μαρμάρων. Παρουσιάζουν μεγάλη διακύμανση στο πάχος τους από 100 m στον Μαραθώνα έως 1500 m βορειότερα.
2. **Μάρμαρα Μαραθώνα:** Είναι λεπτοστρωματώδη έως μεσοστρωματώδη, μικροκρυσταλλικά, κατά κανόνα, με φακούς ή/και λεπτές διαστρώσεις πυριτόλιθων και συχνά με παρεμβολές δολομιτικών μαρμάρων και σχιστολιθικές ενστρώσεις σημαντικού, μερικές φορές, πάχους.

3. Μάρμαρα Αγίας Μαρίνας: Είναι μεσοστρωματώδη έως παχυστρωματώδη, τεφρά έως υπόλευκα και κατά θέσεις λευκά, χωρίς σχιστολιθικές ενστρώσεις. Το ορατό τους πάχος φτάνει τα 1000 m και αποτελούν τα ανώτερα μέλη της ενότητας.

Το Νεοελληνικό Τεκτονικό κάλυμμα βρίσκεται επωθημένο στους μεταμορφωμένους σχηματισμούς της αυτόχθονης ενότητας Αλμυροπόταμου-Αττικής και καταλαμβάνει σημαντικό τμήμα της νότιας Αττικής (Katsikatos, 1976, Katsikatos et al., 1986). Στην περιοχή μελέτης απαντάται σε μικρές εμφανίσεις, καθώς ο κύριος όγκος των σχηματισμών καλύπτεται από μεταλπικές αποθέσεις. Οι σχηματισμοί του καλύμματος αποτελούνται κυρίως από φυλλίτες, σερικιτικούς και χαλαζιακούς σχιστόλιθους και χαλαζίτες με παρεμβολές βασικών εκρηξιγενών (πρασινιτών). Μέσα στα ιζήματα αυτά απαντούν ενστρώσεις κρυσταλλικών ασβεστόλιθων ποικίλου πάχους.

Στην περιοχή μελέτης σημαντική εξάπλωση παρουσιάζουν οι μεταλπικοί σχηματισμοί:

- Τεταρτογενείς αλλούβιακές αποθέσεις, αποτελούμενες από χαλαρά καστανόχρωμα αργιλο-αμμώδη υλικά με διάσπαρτες κροκαλολατύπες. Ερυθρογή, υλικά χειμαρρωδών αναβαθμίδων και παράκτιους σχηματισμούς.
- Πλειστοκαινικές αλλούβιακές αποθέσεις, καστανέρυθρου συνήθως χρώματος με διάσπαρτες κροκαλολατύπες.
- Πλειστοκαινικές χερσαίες αποθέσεις, που είναι κυρίως παλιές προσχώσεις, σχηματισμός ερυθρογής και λεπτομερή υλικά των παλαιών κώνων κορημάτων.
- Θαλάσσιες αποθέσεις Ραφήνας (ηλικία Πλειόκαινο) που αποτελούνται από εναλλασσόμενα στρώματα ψαμμούχων μαργών, ψαμμιτών, συνεκτικών κροκαλοπαγών και ψαμμούχων μαργαϊκών ασβεστόλιθων.
- Ανωμειοκαινικοί σχηματισμοί λιμναίας φάσης, συνοδευόμενοι από ποταμολιμναίες και λιμνοχερσαίες αποθέσεις. Αποτελούνται από μάργες, πηλούς, ψαμμίτες, κροκαλοπαγή, κλπ.

3.4 Τεκτονική

Η ευρύτερη περιοχή (παλαιότερα ονομαζόμενη ‘Αττικοκυκλαδική ενότητα’) χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη ρηγμάτων και ρηξιγενών ζωνών με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, που οριοθετούν ρηξιτεμάχη και μακροδομές με την ίδια διεύθυνση, με σπουδαιότερες τις λεκάνες του Αργολικού κόλπου, του ΝΑ Σαρωνικού και του νότιου Ευβοϊκού και τα τεκτονικά κέρατα της Τροιζηνίας, Αττικής και Ν. Εύβοιας (Παπανικολάου και Λόζιος, 1990).

Οι εγκάρσιες ρηξιγενείς ζώνες έχουν διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ και οριοθετούν μεγάλης κλίμακας ρηξιτεμάχη με διαφορετική παλαιογεωγραφική εξέλιξη, όπως είναι για παράδειγμα η λεκάνη των Αθηνών – Λίμνης Μαραθώνα και η λεκάνη των Σπατών που χωρίζονται από τα τεκτονικά κέρατα του Υμηττού και της Πεντέλης

(Παπανικολάου και Λόζιος, 1990). Τα επιμέρους ρηξιτεμάχη χαρακτηρίζονται από πολύπλοκη νεοτεκτονική κινηματική και δυναμική εξέλιξη, που συνοδεύεται από περιστροφές τόσο περί κατακόρυφο όσο και περί οριζόντιο άξονα.

Η βόρεια και νότια Αττική κυριαρχούνται από τα ψηλά όρη της Πάρνηθας και της Πεντέλης, τα οποία οριοθετούνται από ρηγές ΒΔ-ΝΑ και ΒΑ-ΝΔ λεκάνες, Νεογενούς ηλικίας (Freyberg, 1951; Mettos et al., 2000). Οι λεκάνες προσανατολίζονται διαγώνια στην σημερινή διεύθυνση επέκτασης στην κεντρική Ελλάδα (Clarke et al., 1998) και δεν παρουσιάζουν καμία ένδειξη σεισμού τα τελευταία 2500 χρόνια (Ambraseys and Jackson, 1998). Τόσο τα ιστορικά, όσο και τα ενόργανα δεδομένα για την περιοχή εντός 30 km από το επίκεντρο του σεισμού του 1999 (38.088N, 23.588E) δεν δίνουν στοιχεία για μεγάλους σεισμούς κατά την περίοδο 1700-2000, με εξαίρεση το γεγονός του 1705. Οι Ambraseys and Jackson (1997) και οι Goldsworthy and Jackson (2002) τοποθετούν το επίκεντρο του συμβάντος 1705/09/03 (M 6.5) στους βορειοανατολικούς πρόποδες της Πάρνηθας.

Η δυτική Αττική κυριαρχείται από κανονικά ρήγματα που προσανατολίζονται N608E to N908E, ενώ η βόρεια (Πάρνηθα) και νότια Αττική (Πεντέλη) από κανονικά ρήγματα, διεύθυνσης N1208E (Ganas et al., 2005). ΒΔ-ΝΑ κανονικά ρήγματα έχουν αναφερθεί και από τους Goldsworthy and Jackson (2002) κατά μήκος της ακτής της βόρειας Αττικής. Αυτή η διαφορά στις διευθύνσεις μπορεί να σχετίζεται με την διαδικασία rifting στην κεντρική Ελλάδα (Ganas et al., 2005).

Κεφάλαιο 4

Μεθοδολογία

4. Μεθοδολογία

Η μελέτη των ακτόλιθων της Ανατολικής Αττικής πραγματοποιήθηκε σύμφωνα με τα παρακάτω βήματα:

α) Επιλογή θέσεων και χαρτογράφηση των ακτόλιθων

Αρχικά εντοπίστηκαν οι θέσεις που χαρακτηρίζονται από την παρουσία ακτόλιθων. Η χαρτογράφηση των ακτόλιθων πραγματοποιήθηκε τόσο στο παράκτιο όσο και στο υποθαλάσσιο τμήμα τους, με την χρήση GPS για την αύξηση της ακρίβειας. Η θέση τους σε σχέση με τη στάθμη της θάλασσας μετρήθηκε με sonar χειρός. Σε κάθε θέση καταγράφηκε το πάχος, το πλάτος και η κλίση τους. Επιπλέον, καταγράφηκαν οι εγκάρσιες, παράλληλες και διαγώνιες αύλακες που παρατηρήθηκαν (Εικόνα 10).



Εικόνα 10: Καταγραφή των αυλάκων στην παραλία της Αγίας Μαρίνας.

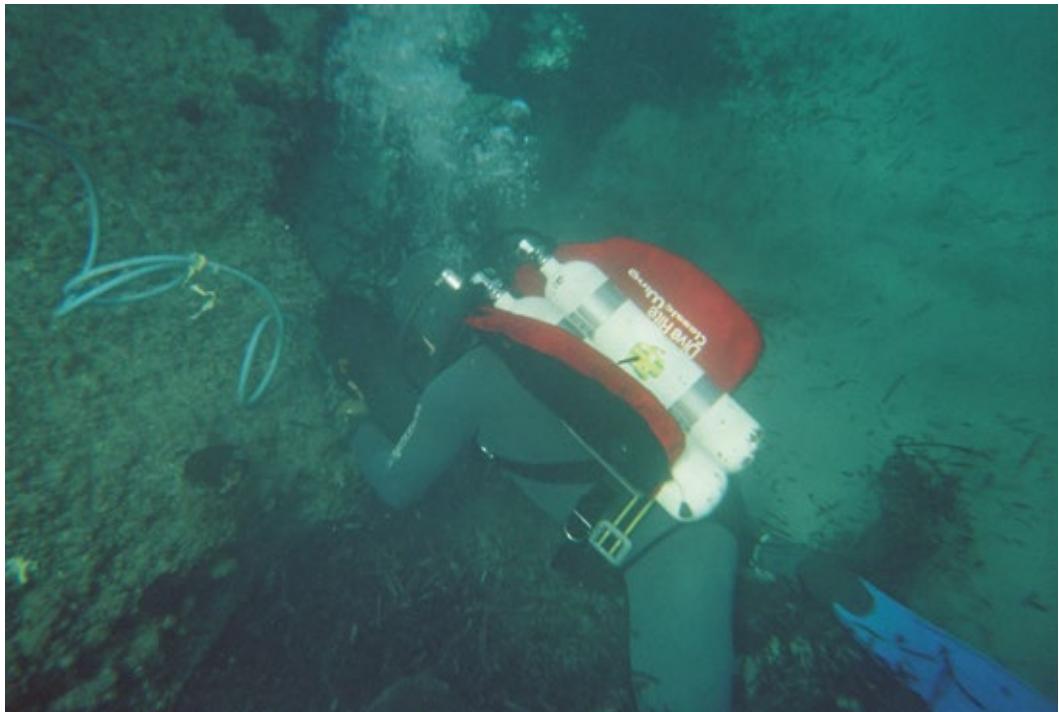
β) Δειγματοληψίες

Δείγματα συλλέχθηκαν από τις 7 θέσεις, με σκοπό α) να μελετηθεί η φύση και η σύνθεση του συγκολλητικού υλικού των ακτόλιθων και β) να χρονολογηθούν οι ακτόλιθοι ώστε να διεξαχθούν συμπεράσματα για το παλαιοπεριβάλλον. Οι δειγματοληψίες πραγματοποιήθηκαν στο υποθαλάσσιο τμήμα των ακτόλιθων με τη χρήση βαριοπούλας όπου ήταν εφικτό, ενώ σε κάποιες θέσεις χρησιμοποιήθηκε τρυπάνι λόγω της σκληρότητας των ακτόλιθων (Εικόνα 11). Συνολικά συλλέχθηκαν 7 δείγματα για μικροσκοπική μελέτη.

γ) Μικροσκοπική μελέτη των δειγμάτων

Από τα επτά δείγματα που συλλέχθηκαν πραγματοποιήθηκαν λεπτές τομές, οι οποίες μελετήθηκαν και αναλύθηκαν στο ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης (SEM)

του Τομέα Οικονομικής Γεωλογίας και Γεωχημείας. Σκοπός ήταν να προσδιοριστεί η φύση και σύνθεση των συστατικών και η γεωχημεία του συγκολλητικού υλικού.



Εικόνα 11: Δειγματοληψίες στο υποθαλάσσιο τμήμα των ακτόλιθων.

Κεφάλαιο 5

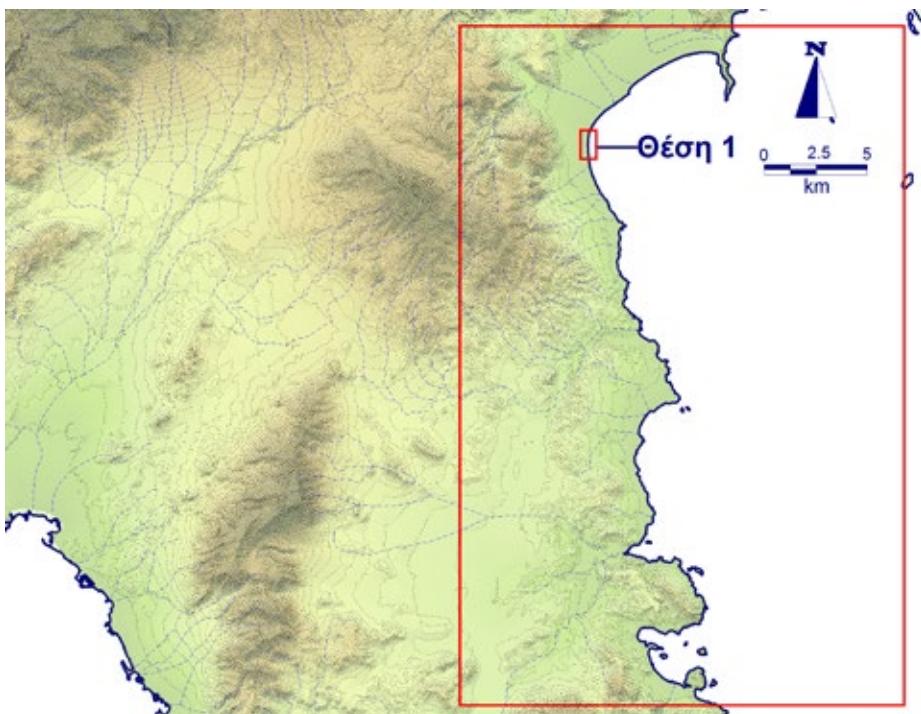
Αποτελέσματα

5. Αποτελέσματα

5.1 Θέση 1: Νέα Μάκρη – Παραλία Αγ. Παντελεήμονα

5.1.1 Γεωμορφολογικές Παρατηρήσεις

Η παραλία του Αγ. Παντελεήμονα βρίσκεται στο νότιο τμήμα του κόλπου του Μαραθώνα (Εικόνα 12). Έχει προσανατολισμό ΒΒΔ-ΝΝΑ και εκτείνεται για περισσότερο από 700 m.



Εικόνα 12: Η παραλία του Αγ. Παντελεήμονα στην περιοχή μελέτης.

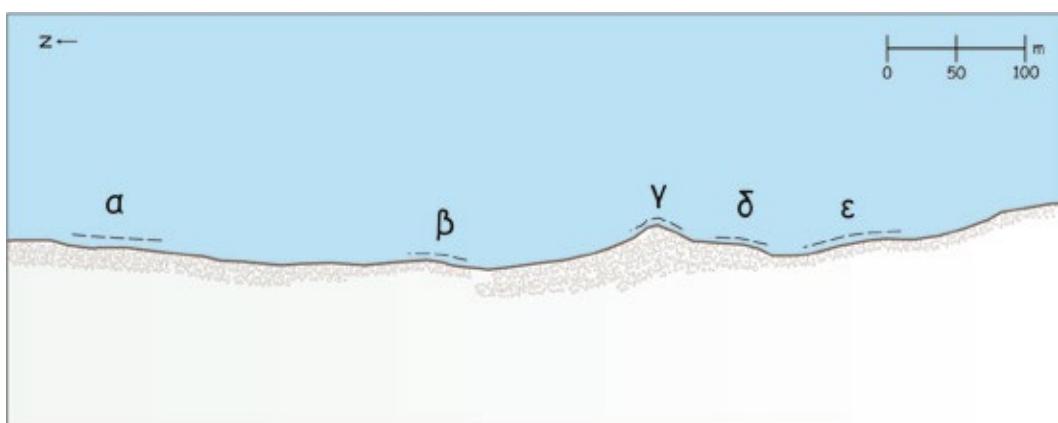
Στην περιοχή του Αγ. Παντελεήμονα, οι ακτόλιθοι δεν παρατηρούνται καθ' όλο το μήκος της παραλίας. Λόγω των ανθρώπινων παρεμβάσεων, ένα σημαντικό τμήμα τους έχει αφαιρεθεί και σε κάποιες θέσεις έχουν μεταφερθεί οι σπασμένες πλάκες μέσα στη θάλασσα. Ως αποτέλεσμα, η καταγραφή τους και οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν στις απομένουσες εμφανίσεις κατά μήκος της παραλίας (Εικόνα 13).



Εικόνα 13: Οι ακτόλιθοι στην θέση 1, στον Αγ. Παντελεήμονα.

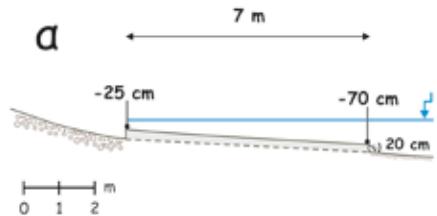
Συνολικά, το μέγιστο πλάτος που παρατηρήθηκε στους ακτόλιθους φτάνει τα 14,2 m, εκτείνονται από τα +21 cm και φτάνουν σε βάθος 50 cm. Παρουσιάζουν μια μέση κλίση προς τη θάλασσα περίπου $3,7^\circ$. Εμφανίζονται διαβρωμένοι, παρουσιάζουν υποσκαφή ενώ το πάχος τους κυμαίνεται στα 15-20 cm.

Κατά μήκος της παραλίας καταγράφηκαν πέντε επιμέρους ενότητες κατά την χαρτογράφηση των ακτόλιθων (Εικόνα 14), οι οποίες δίνονται σχηματικά παρακάτω (Εικόνα 15, Εικόνα 16, Εικόνα 17, Εικόνα 18, Εικόνα 19).



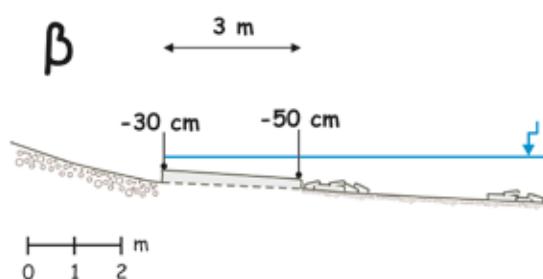
Εικόνα 14: Κάτοψη της παραλίας του Αγίου Παντελεήμονα, όπου παρουσιάζονται οι επιμέρους ενότητες που διακρίθηκαν.

Από τα Β προς τα Ν της παραλίας, οι ακτόλιθοι εμφανίζονται με πλάτος περίπου 7 m και εκτείνονται από τα 25 cm έως τα 70 cm κάτω από τη στάθμη της θάλασσας (Εικόνα 15). Παρουσιάζουν υποσκαφή με πάχος που φτάνει τα 20 cm, ενώ η κλίση τους είναι $3,7^\circ$.



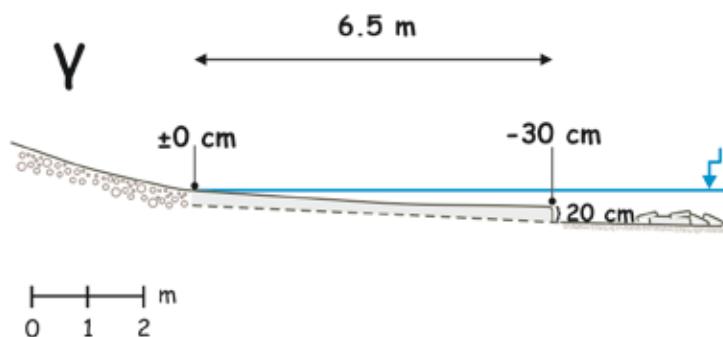
Εικόνα 15: Τα χαρακτηριστικά των ακτόλιθων στην θέση α.

Στην συνέχεια η παρουσία των ακτόλιθων είναι περιορισμένη, καθώς εμφανίζονται με πλάτος 3 m και εκτείνονται από τα -30 cm έως τα -50 cm, με κλίση περίπου $3,8^\circ$ (Εικόνα 16). Μετά την υποθαλάσσια εμφάνισή τους παρατηρήθηκαν εκτεταμένες εμφανίσεις από σπασμένες πλάκες.



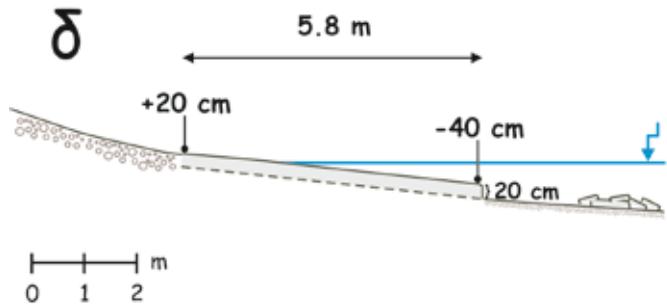
Εικόνα 16: Τα χαρακτηριστικά των ακτόλιθων στην θέση β.

Νοτιότερα, στην θέση γ, οι ακτόλιθοι έχουν πλάτος 6,5 m και εκτείνονται περίπου από τη στάθμη της θάλασσας μέχρι τα -30 cm (Εικόνα 17). Παρουσιάζουν μια κλίση περίπου $2,6^\circ$ ενώ το πάχος τους μετρήθηκε στα 20 cm.



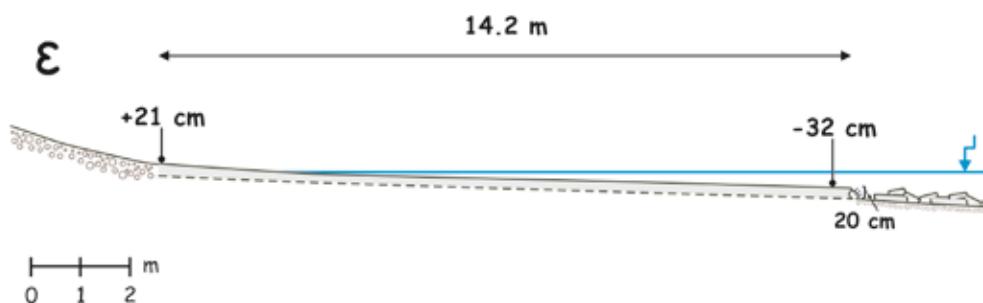
Εικόνα 17: Τα χαρακτηριστικά των ακτόλιθων στην θέση γ.

Στην θέση δ, οι ακτόλιθοι εμφανίζονται με πλάτος 5,8 m και εκτείνονται από τα 20 cm πάνω από την στάθμη της θάλασσας έως το βάθος των 40 cm (Εικόνα 18). Παρουσιάζουν κλίση $5,9^\circ$ ενώ το πάχος τους μετρήθηκε στα 20 cm.



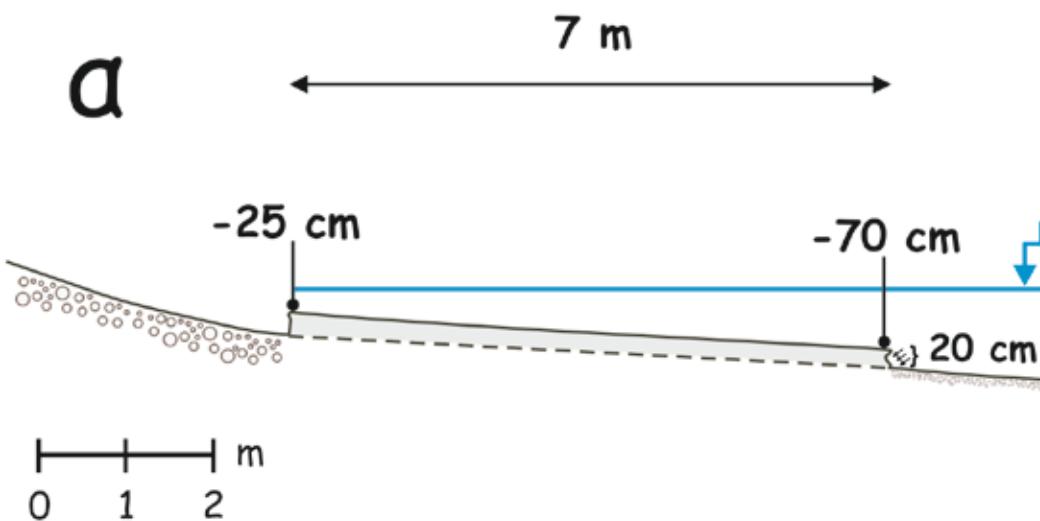
Εικόνα 18: Τα χαρακτηριστικά των ακτόλιθων στην θέση δ.

Στην θέση ε, παρατηρήθηκε η εκτενέστερη εμφάνιση των ακτόλιθων (Εικόνα 19). Παρουσιάζουν το μέγιστο πλάτος που φτάνει τα 14,2 m ενώ εκτείνονται από τα 21 cm πάνω από τη στάθμη της θάλασσας έως το βάθος των 32 cm. Εμφανίζονται υποσκαμμένοι, με πάχος που φτάνει τα 20 cm ενώ η κλίση τους είναι περίπου $2,14^\circ$.

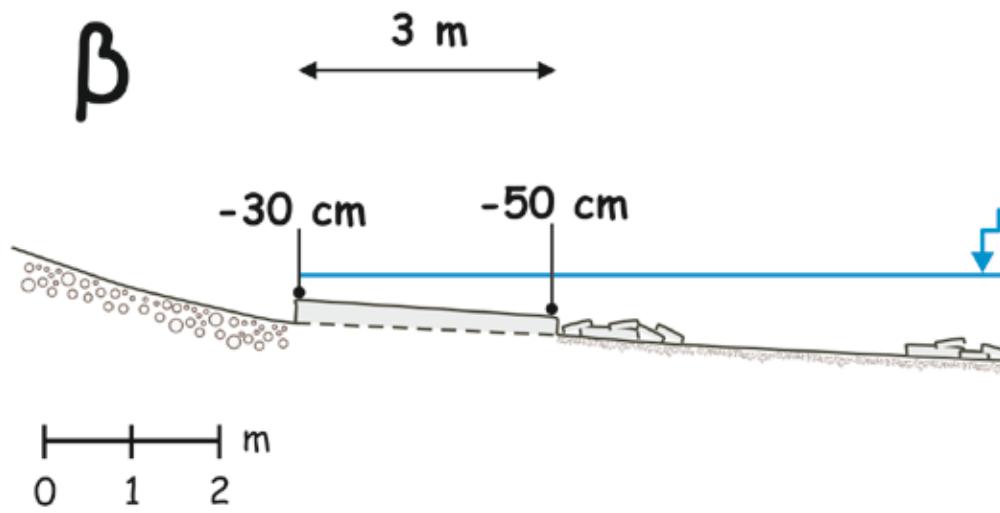


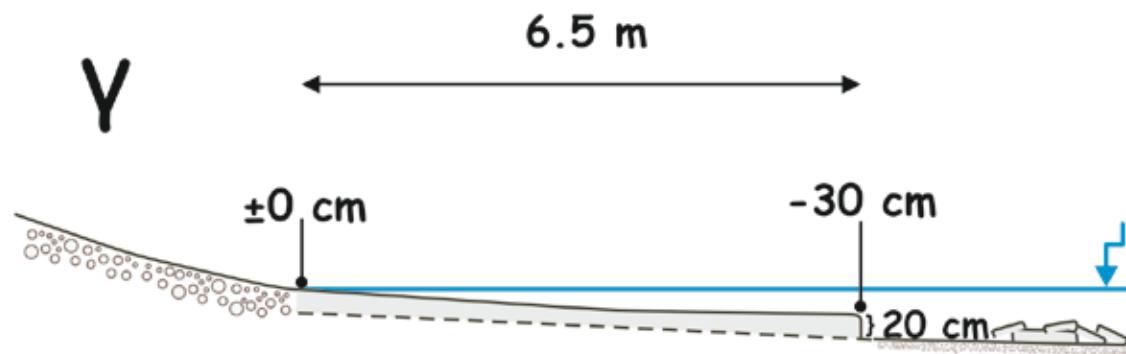
Εικόνα 19: Τα γαρακτηριστικά των ακτόλιθων στην θέση ε.

a



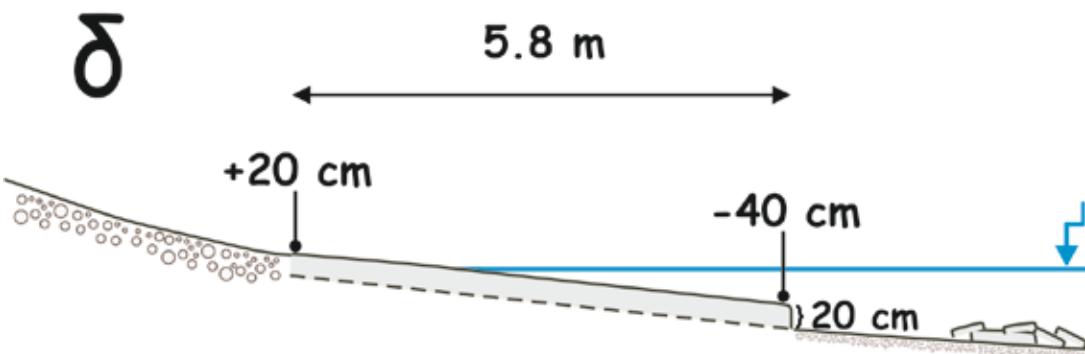
β





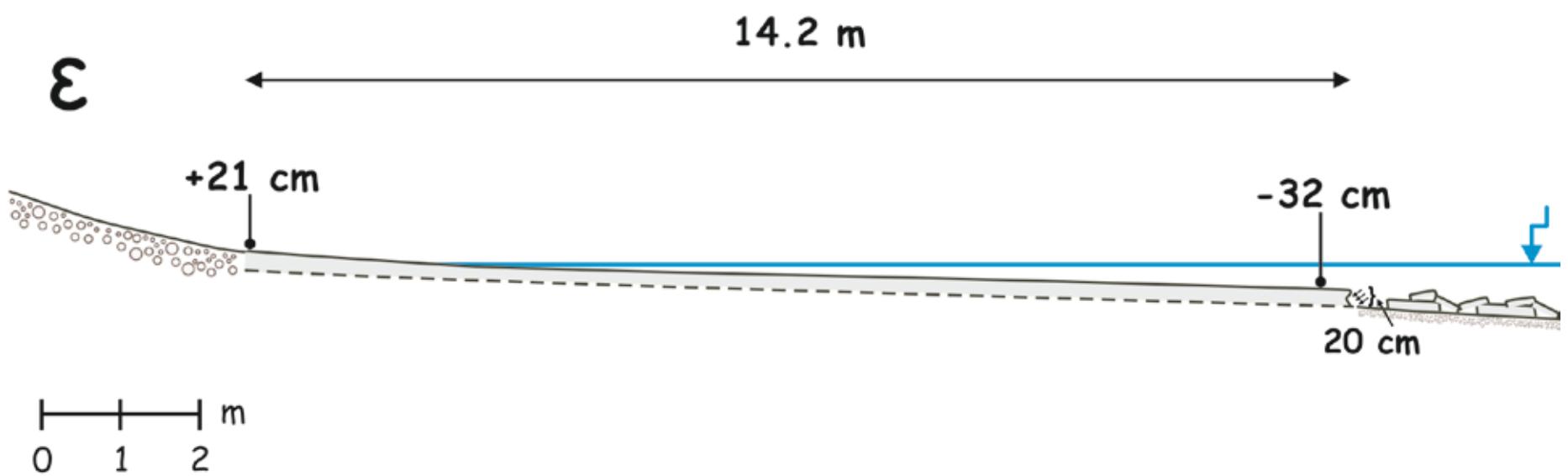
m

0 1 2



m

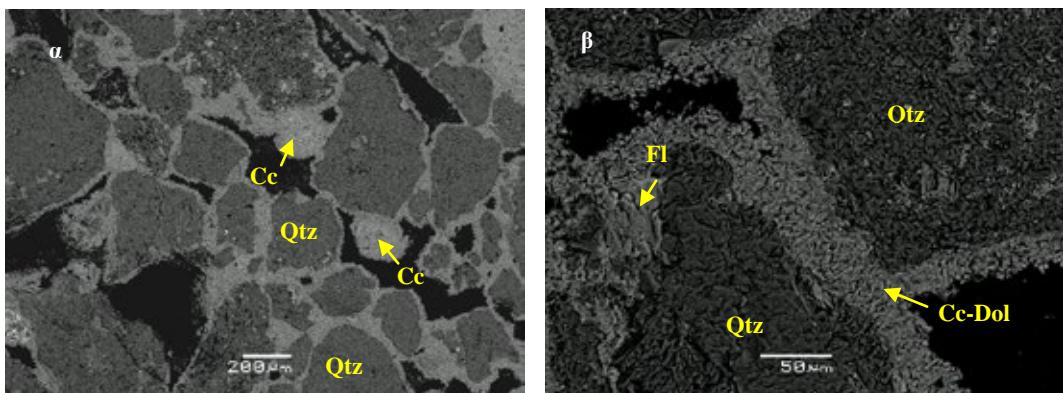
0 1 2



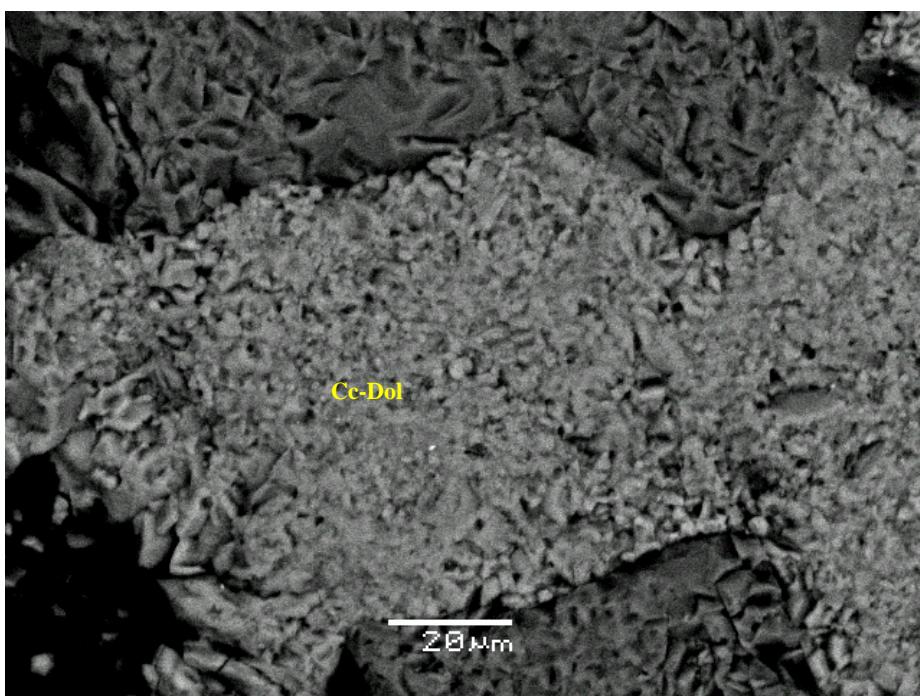
5.1.2 Ορυκτολογικές Παρατηρήσεις

Από το δείγμα που συλλέχθηκε από την παραλία του Αγίου Παντελεήμονα, από βάθος -50 cm, κατασκευάστηκε λεπτή τομή, η οποία μελετήθηκε στο ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης (SEM) του Τομέα Οικονομικής Γεωλογίας και Γεωχημείας.

Κατά την εξέταση της λεπτής τομής διαπιστώθηκε ότι οι ακτόλιθοι του Αγίου Παντελεήμονα αποτελούνται κυρίως από κόκκους χαλαζία ενώ ο ασβεστίτης εμφανίζεται σε μικρότερο ποσοστό (Εικόνα 20). Το ανθρακικό συγκολλητικό υλικό του δείγματος χαρακτηρίζεται από ασβεστίτη-δολομίτη. Παρατηρήθηκε επιπλέον νάτριο (Na) σε ποσοστό 0,4-0,6% Na στο συγκολλητικό υλικό, το οποίο οφείλεται σε εμπλουτισμό λόγω του θαλασσινού νερού.



Εικόνα 20: α) Γενική εικόνα του δείγματος από τους ακτόλιθους του Αγίου Παντελεήμονα, β) Κόκκοι χαλαζία (Qtz) και ανθρακικό συγκολλητικό υλικό (Fl = άστριος) .



Εικόνα 21: Ανθρακικό συγκολλητικό υλικό (δολομίτης) ανάμεσα σε κόκκους χαλαζία.

Πίνακας 1: Ορυκτολογική ανάλυση κόκκων χαλαζία						
Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %		Compound %	Nos. of ions
Si K	ED	19.36	33.26	SiO ₂	99.00	2
O		22.08	66.59			4
Total		41.55	100		99.06	

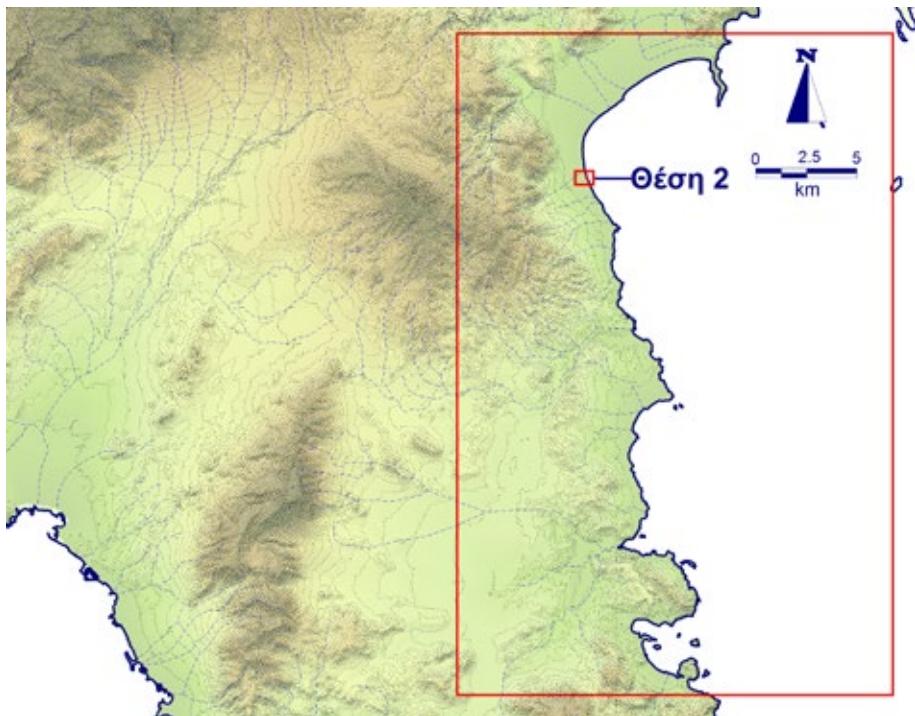
Πίνακας 2: Ορυκτολογική ανάλυση κόκκων ασβεστίτη						
Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %		Compound %	Nos. of ions
Mg K	ED	0.41	0.89	MgO	0.69	0.07
Al K	ED	0.21	0.4	Al ₂ O ₃	0.39	0.03
Ca K	ED	36.08	46.9	CaO	50.49	3.76
Fe K	ED	0.79	0.74	FeO	1.02	0.06
O		15.34	49.95			4
Total		53.41	100		53.41	

Πίνακας 3: Ορυκτολογική ανάλυση συγκολλητικού υλικού						
Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %		Compound %	Nos. of ions
Na K	ED	0.3	0.68	Na ₂ O	0.41	0.05
Mg K	ED	2.09	4.47	MgO	3.47	0.36
Si K	ED	0.17	0.31	SiO ₂	0.36	0.03
Ca K	ED	34.44	44.61	CaO	48.19	3.57
O		15.4	49.96			4
Total		52.34	100		52.43	

5.2 Θέση 2: Νέα Μάκρη – Παραλία Ν. Μάκρης

5.2.1 Γεωμορφολογικές Παρατηρήσεις

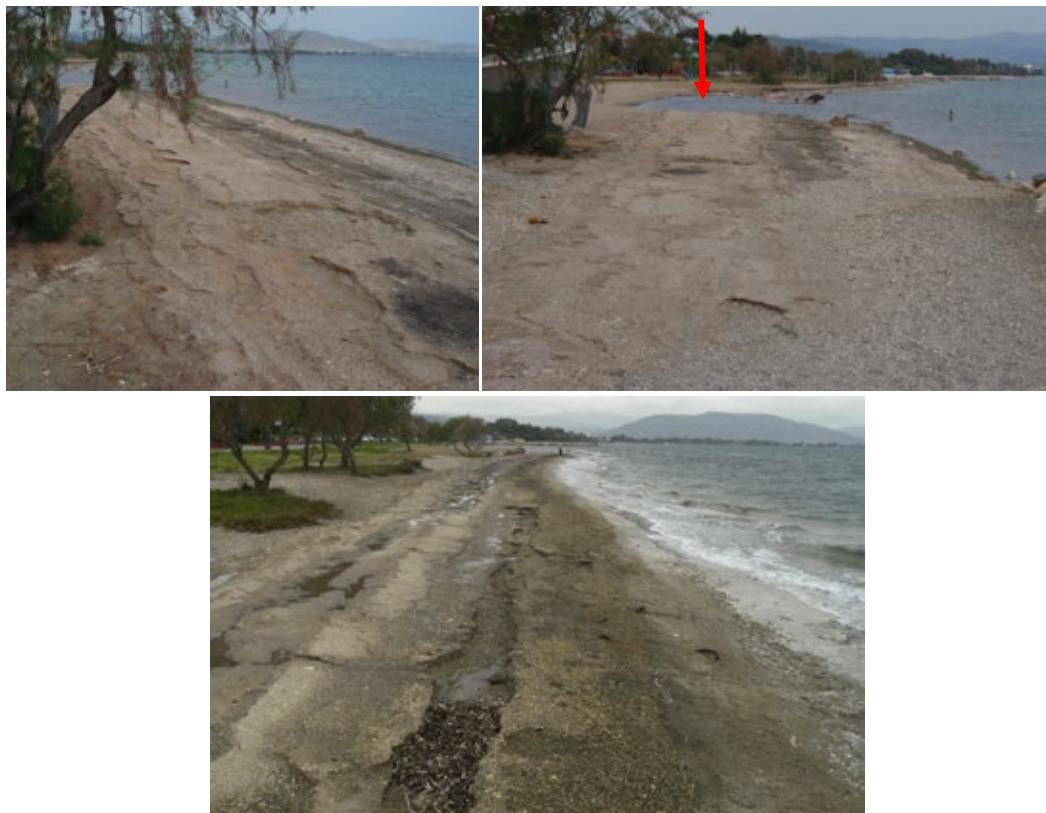
Η παραλία της Νέας Μάκρης βρίσκεται στο νότιο τμήμα του κόλπου του Μαραθώνα, στο λιμανάκι της Νέας Μάκρης (Εικόνα 22).



Εικόνα 22: Η παραλία της Νέας Μάκρης στην περιοχή μελέτης.

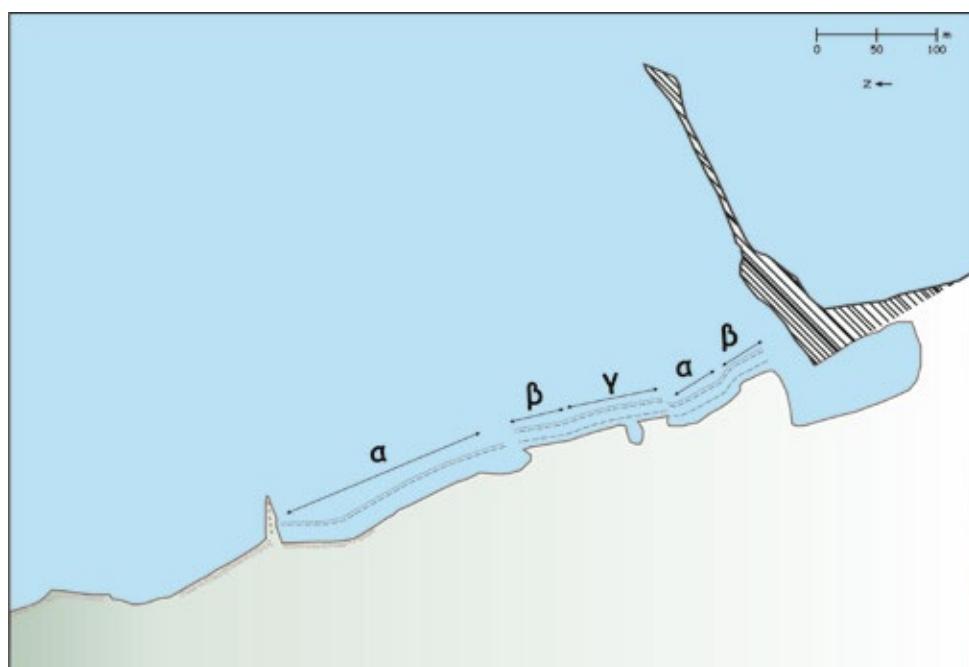
Οι ακτόλιθοι εντοπίζονται μετά το λιμανάκι της Νέας Μάκρης. Ένα τμήμα τους αφαιρέθηκε κατά την κατασκευή του. Επιπλέον, κατά μήκος της εμφάνισής τους φαίνεται ότι και άλλα τμήματα τους έχουν αφαιρεθεί (Εικόνα 23) και σε πολλές θέσεις εντοπίζονται σπασμένες πλάκες στο υποθαλάσσιο τμήμα της παραλίας. Για το λόγο αυτό, σε κάποιες θέσεις το παράκτιο τμήμα τους εντοπίζεται σε διαφορετικά υψόμετρα σε σχέση με τη στάθμη της θάλασσας.

Κατά μήκος της ακτής, οι ακτόλιθοι αναπτύσσονται σε μια ζώνη μήκους περίπου 350-400 m παράλληλα προς την ακτή με μια μέση κλίση προς τη θάλασσα 4.8° . Το μέγιστο πλάτος τους μετρήθηκε στα 12,3 m και εκτείνονται από τα +36 cm μέχρι 1.1 m βάθος. Το πάχος τους κυμαίνεται από 15 έως 40 cm ανάλογα με το βαθμό διάβρωσης-υποσκαφής. Οι ακτόλιθοι εμφανίζονται διαβρωμένοι, παρουσιάζονται αύλακες και κατά θέσεις είναι σπασμένοι σε πλάκες.



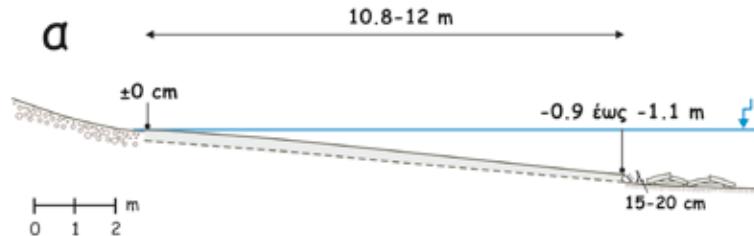
Εικόνα 23: Οι ακτόλιθοι στην περιοχή της Νέας Μάκρης. Το κόκκινο βέλος δείχνει ένα τμήμα της παραλίας, όπου οι ακτόλιθοι έχουν αφαιρεθεί.

Κατά μήκος της παραλίας στη θέση 2 διακρίθηκαν δυο επιμέρους ενότητες κατά την χαρτογράφηση των ακτόλιθων (Εικόνα 24), οι οποίες δίνονται σχηματικά παρακάτω (Εικόνα 25, Εικόνα 26, Εικόνα 28).



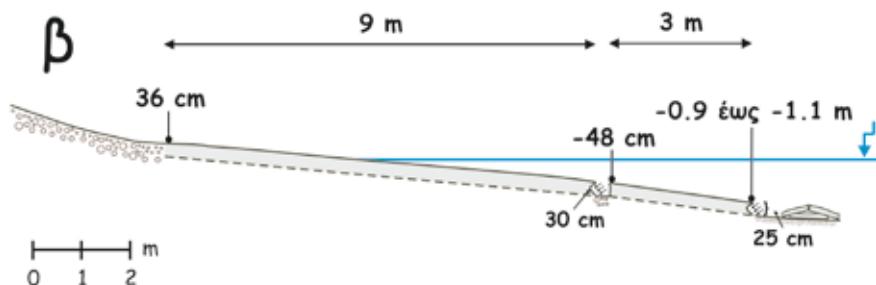
Εικόνα 24: Κάτοψη της θέσης 2, στη Νέα Μάκρη με τις επιμέρους ενότητες που διακρίθηκαν.

Από τα Β προς τα Ν της θέσης 2, το πλάτος των ακτόλιθων κυμαίνεται στα 10,8-12 m και εκτείνονται από τη στάθμη της θάλασσας μέχρι τα 0,9-1,1 m κάτω από τη θαλάσσια στάθμη (Εικόνα 25). Είναι υποσκαμμένοι με το πάχος τους να φτάνει τα 15-20 cm, ενώ η κλίση τους είναι 5°.



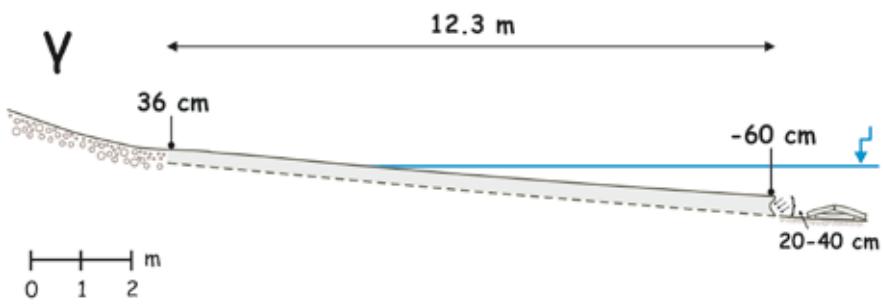
Εικόνα 25: Τα χαρακτηριστικά των ακτόλιθων, στο τμήμα α της παραλίας.

Στην συνέχεια, οι ακτόλιθοι εμφανίζονται με συνολικό πλάτος 12 m, ωστόσο δεν εμφανίζονται ενιαίοι, αλλά είναι σπασμένοι σε δυο επιμέρους πλάκες, με και 3 m αντίστοιχα (Εικόνα 26). Η πρώτη πλάκα έχει πλάτος 9 m και εκτείνεται από τα 36 cm πάνω από τη στάθμη της θάλασσας μέχρι το βάθος 45 cm. Παρουσιάζει υποσκαφή, με πάχος περίπου 30 cm, ενώ η κλίση είναι 6,8°. Μεσολαβεί ένα αμμώδες τμήμα 30 cm. Η δεύτερη πλάκα έχει πλάτος 3 m και εκτείνεται από το βάθος των 48 cm έως μέγιστο βάθος -1,1 m. Οι ακτόλιθοι είναι υποσκαμμένοι με πάχος 25 cm, ενώ η κλίση τους φτάνει τις 8°.



Εικόνα 26: Τα χαρακτηριστικά των ακτόλιθων, στο τμήμα β.

Στην συνέχεια οι ακτόλιθοι εμφανίζονται ενιαίοι με πλάτος 12,3 m και εκτείνονται από τα 36 cm πάνω από τη στάθμη της θάλασσας μέχρι το βάθος των 60 cm (Εικόνα 28). Το πάχος τους κυμαίνεται από 20-40 cm, ανάλογα με το βαθμό διάβρωσης, ενώ η κλίση τους φτάνει τις 4,5°. Πρέπει ωστόσο να αναφερθεί ότι ένα τμήμα της εμφάνισης έχει περιφραχθεί και έχουν αφαιρεθεί μεγάλα κομμάτια από τους ακτόλιθους (Εικόνα 27).

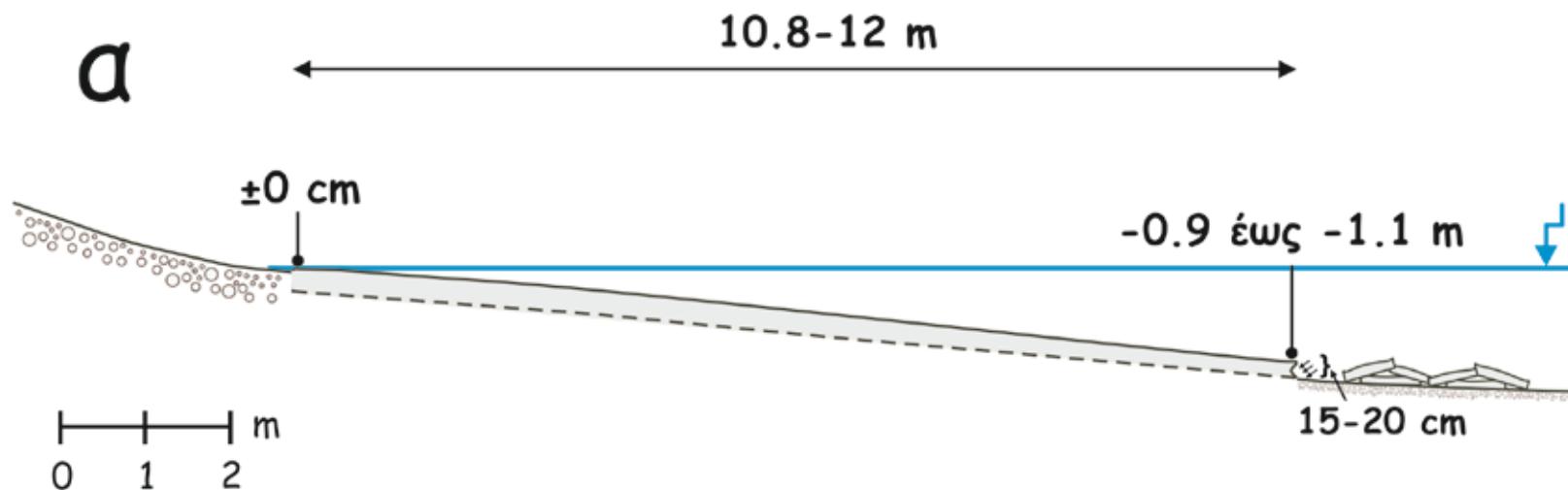


Εικόνα 28: Τα χαρακτηριστικά των ακτόλιθων στο τμήμα γ.

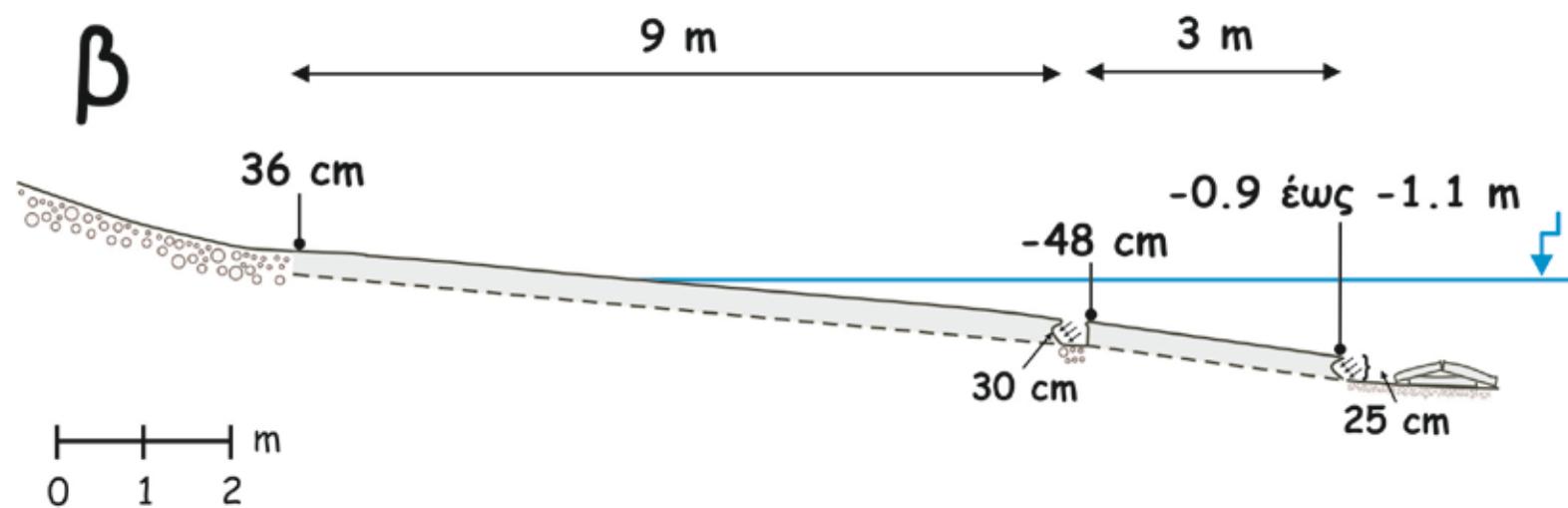


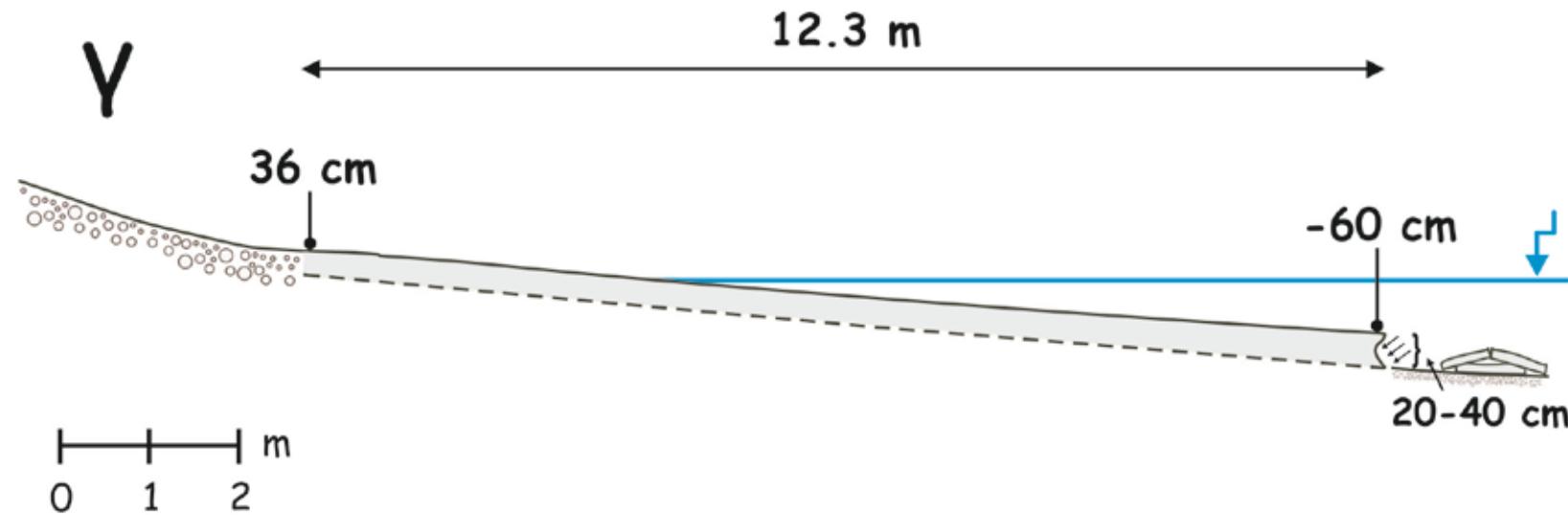
Εικόνα 27: Αφαίρεση ενός μεγάλου μέρους των ακτόλιθων, λίγο βορειότερα από το λιμάνι της Νέας Μάκρης.

α



β





Κατά την εργασία υπαίθρου καταγράφτηκαν επιπλέον οι αύλακες που παρατηρήθηκαν στους ακτόλιθους. Συνολικά καταγράφηκαν 41 αύλακες με πλάτος που κυμαίνεται από 0,5 cm έως 10 cm και διεύθυνση κάθετα, παράλληλα ή διαγώνια ως προς την ακτογραμμή, οι οποίες φαίνονται στον Πίνακας 4.

a/a	Αύλακες (cm)	Διεύθυνση (°)
1	4	90
2	10	90
3	3	90
4	2	90
5	1	90
6	1,5	90
7	3	90
8	1	90
9	0,5	90
10	2	90
11	0,5	90
12	3	90
13	2	90
14	1,75	90
15	2	90
16	0,5	90
17	4	90
18	1	90
19	0,5	90
20	2	90
21	0,5	90
22	1	90
23	1,5	90
24	2,5	90
25	2	90
26	2	90
27	3	90
28	3	90
29	1	0
30	8	0
31	4	0
32	5,5	0
33	1,5	0
34	0,75	0
35	0,5	0
36	6	0
37	3	0
38	1,5	45
39	4	45

40	7	45
41	2	45

Πίνακας 4: Στοιχεία των αυλάκων που καταγράφηκαν στους ακτόλιθους της Νέας Μάκρης (Θέση 1).

Από την επεξεργασία των δεδομένων προκύπτει ότι συχνότερες είναι οι αύλακες με πλάτος έως 2 cm με ποσοστό 61%, ενώ ακολουθούν αυτές με πλάτος 2-4 cm. Το ποσοστό των αυλάκων με πλάτος 4-6 και 6-8 είναι 4,9%, ενώ σε ποσοστό 2,44% εμφανίζονται εκείνες με πλάτος μεγαλύτερο από 8 cm (Πίνακας 5, Διάγραμμα 1).

Αύλακες (cm)	Συχνότητα (%)
0-2	60,98
2-4	26,83
4-6	4,88
6-8	4,88
8-10	2,44

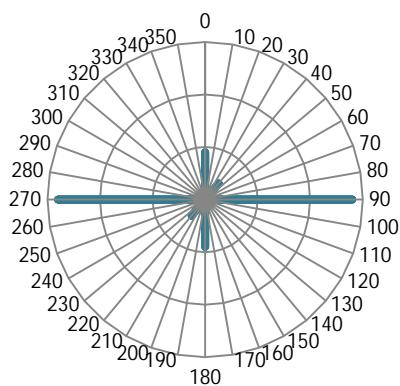
Πίνακας 5: Συχνότητα πλάτους.



Διάγραμμα 1: Κατανομή του πλάτους των αυλάκων στη θέση 2.

Σχετικά με την διεύθυνσή τους, οι αύλακες προσανατολίζονται κυρίως εγκάρσια στην ακτογραμμή και σπανιότερα παράλληλα ή διαγώνια (Διάγραμμα 2).

Συνολικά, οι αύλακες εγκάρσια στην ακτογραμμή ενώ είναι οι πιο συνήθεις παρουσιάζουν μέσο πλάτος περίπου 2,17 cm ενώ οι παράλληλες, λιγότερο συχνές, παρουσιάζουν μεγαλύτερο μέσο πλάτος 3,36 cm. Τέλος, οι διαγώνιες αύλακες είναι σπάνιες, αλλά παρουσιάζουν το μεγαλύτερο μέσο πλάτος (3,6 cm).

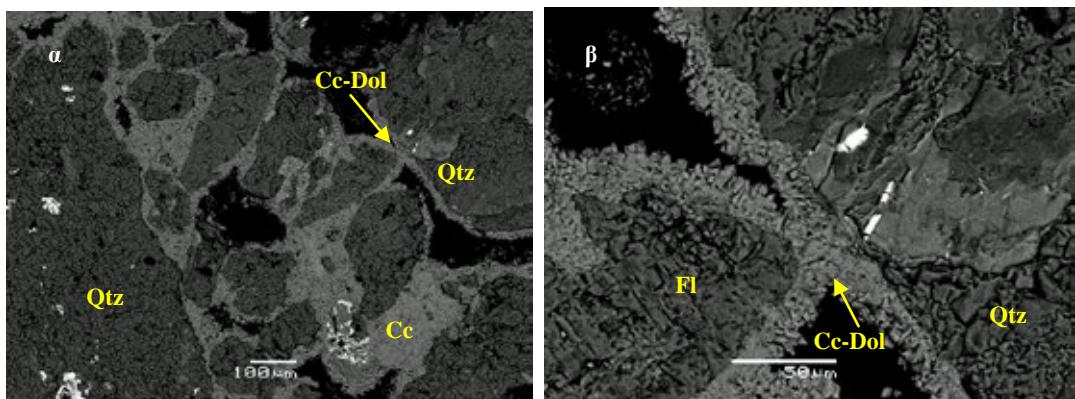


Διάγραμμα 2: Προσανατολισμός των αυλάκων τους ακτόλιθους της Νέας Μάκρης.

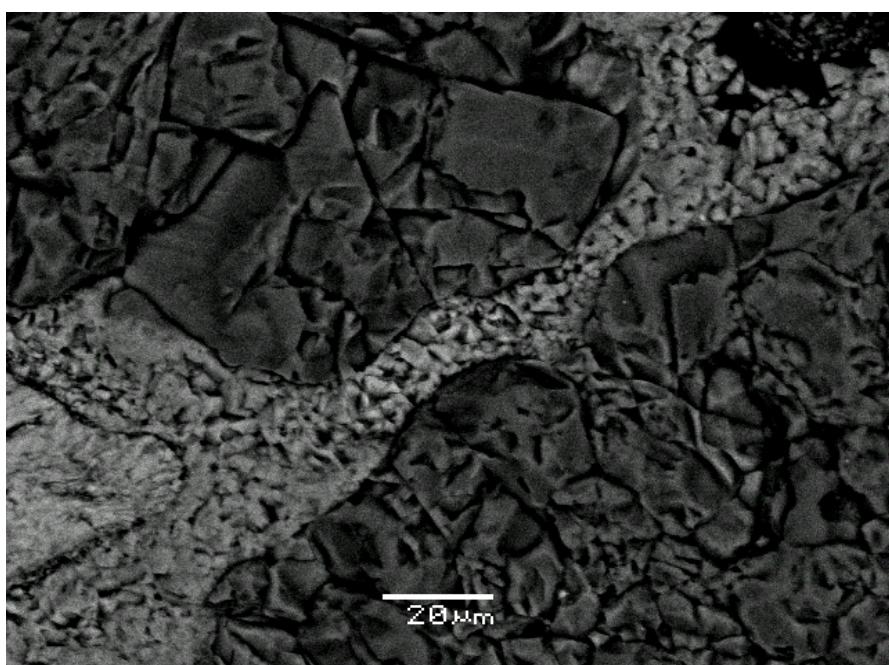
5.2.2 Ορυκτολογικές Παρατηρήσεις

Το δείγμα για ορυκτολογική εξέταση από τους ακτόλιθους της Νέας Μάκρης συλλέχθηκε από βάθος 0,5 m.

Στους ακτόλιθους της Νέας Μάκρης παρατηρήθηκαν κυρίως κόκκοι χαλαζία και ασβεστίτη, ενώ σε μικρό ποσοστό εντοπίστηκαν κόκκοι αστρίων (αλβίτης), οξείδια σιδήρου και κόκκοι πλούσιοι σε σίδηρο. Το συγκολλητικό υλικό είναι ανθρακικό με παρουσία Mg σε ποσοστά 5,84 – 7,8%. Στο συγκολλητικό υλικό, παρουσιάζεται σε μικρό ποσοστό Na (~0,4%) το οποίο οφείλεται στο θαλασσινό νερό, ενώ παρατηρήθηκαν και ίχνη από SiO₂ σε μικρά ποσοστά (0,4-0,7%).



Εικόνα 29: α) Γενική εικόνα από τους ακτόλιθους της Νέας Μάκρης, β) Ανθρακικό συγκολλητικό υλικό, καθώς και κόκκοι αστρίου και χαλαζία.



Εικόνα 30: Συγκολλητικό υλικό (Cc-Dol) ανάμεσα σε κόκκους χαλαζία.

Πίνακας 6: Ορυκτολογική ανάλυση αστρίων						
Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %		Compound %	Nos. of ions
Na K	ED	9.49	7.92	Na2O	12.04	0.51
Al K	ED	10.54	7.49	Al2O3	18.01	0.49
Si K	ED	34.04	23.24	SiO2	71.03	1.51
O		51.33	61.52			4
Total		105.2	100		101.08	

Πίνακας 7: Ορυκτολογική ανάλυση κόκκων χαλαζία						
Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %		Compound %	Nos. of ions
Si K	ED	34.76	33.17	SiO2	99	1.99
O		39.74	66.56			4
Total		74.87	100		99	

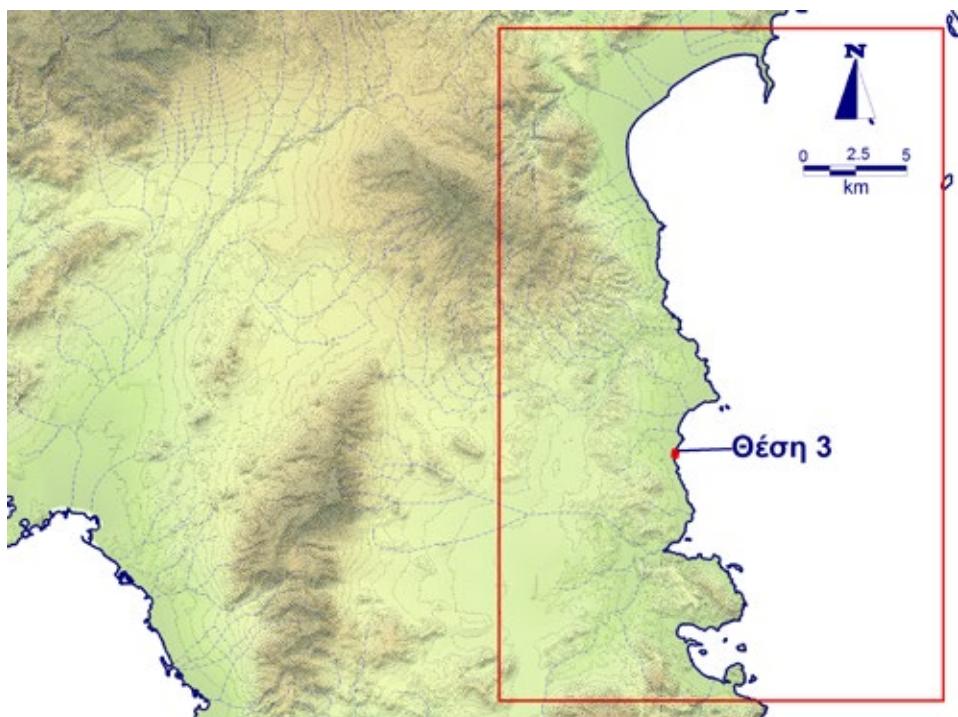
Πίνακας 8: Ορυκτολογική ανάλυση κλαστικού κόκκου πλούσιου σε Fe						
Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %		Compound %	Nos. of ions
Na K	ED	0.25	0.32	Na2O	0.34	0.02
Mg K	ED	0.4	0.48	MgO	0.66	0.03
Al K	ED	8.95	9.7	Al2O3	16.91	0.64
Si K	ED	15.25	15.89	SiO2	32.62	1.05
K K	ED	0.55	0.41	K2O	0.66	0.03
Ca K	ED	8.43	6.16	CaO	11.8	0.41
Mn K	ED	4.05	2.15	MnO	5.22	0.14
Fe K	ED	7.25	3.8	FeO	9.32	0.25
Ce L	ED	3.55	0.74	CeO2	4.36	0.05
O		33.07	60.49			4
Total		81.51	100		81.51	

Πίνακας 9: Ορυκτολογική ανάλυση συγκολλητικού υλικού						
Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %		Compound %	Nos. of ions
Na K	ED	0.33	0.72	Na2O	0.45	0.06
Mg K	ED	4.7	9.6	MgO	7.8	0.77
Si K	ED	0.31	0.54	SiO2	0.65	0.04
K K	ED	0.17	0.22	K2O	0.21	0.02
Ca K	ED	31.42	38.92	CaO	43.96	3.11
O		16.12	50.01			4
Total		53.02	100		53.07	

5.3 Θέση 3: Αρτέμιδα – Παραλία Αρτέμιδος

5.3.1 Γεωμορφολογικές Παρατηρήσεις

Η παραλία της Αρτέμιδος βρίσκεται στις ακτές της Ανατολικής Αττικής, στην λεωφόρο Βραυρώνας, περίπου 25 km ανατολικά των Αθηνών και μόλις 5 km από την Δημοτική Κοινότητα Σπάτων (Εικόνα 31). Έχει προσανατολισμό ΒΒΑ-ΝΝΔ και εκτείνεται σε μήκος περίπου 500 m.



Εικόνα 31: Η παραλία της Αρτέμιδος στην περιοχή μελέτης.

Στην παραλία της Αρτέμιδος, οι ακτόλιθοι εκτείνονται σε μια ζώνη συνολικού μήκους περίπου 350 m, παράλληλα προς την ακτή. Οι εμφανίσεις των ακτόλιθων είναι υπολειμματικές, καθώς ένα μεγάλο μέρος τους έχει αφαιρεθεί και σε ορισμένες θέσεις έχει μεταφερθεί βαθύτερα. Στις περισσότερες θέσεις, έχει αφαιρεθεί το παράκτιο τμήμα τους (Εικόνα 32), ενώ στο υποθαλάσσιο τμήμα της παραλίας εντοπίζονται πολλές σπασμένες πλάκες (Εικόνα 33), οι οποίες σε πολλές περιπτώσεις δεν είναι *in situ*.

Οι ακτόλιθοι σε αυτή τη θέση εντοπίστηκαν σε απόσταση από την ακτογραμμή που κυμαίνεται από 2,4 m έως 48 m, στο νοτιότερο τμήμα της παραλίας. Το πάχος τους κυμαίνεται από 18 cm έως 24 cm, ενώ το βάθος τους φτάνει τα 1,8 m. Η κλίση τους κυμαίνεται από 2,9° έως 3,6°.

Οι ακτόλιθοι παρουσιάζονται σε δυο σειρές. Η πρώτη σειρά εμφανίζεται από το βάθος των -32 cm έως τα -73 cm, με πλάτος που φτάνει τα 6 m, ωστόσο δεν εμφανίζεται καθ' όλο το μήκος της παραλίας. Η δεύτερη σειρά εμφανίζεται στο βάθος των -90 cm και φτάνει μέχρι τα -1,8 m, με κυματόμενο πλάτος. Σε κάποιες

θέσεις, η δεύτερη σειρά δεν μπορούσε εντοπιστεί καθ' όλο το πλάτος της καθώς καλυπτόταν από σπασμένες και μεταφερμένες πλάκες.

Πρέπει επίσης να σημειωθεί ότι σε πολλές θέσεις δεν ήταν εφικτό να αναγνωριστούν οι *in situ* εμφανίσεις, καθώς καλύπτονταν από τις σπασμένες και μεταφερμένες πλάκες. Επίσης κατά τις δειγματοληψίες τον Νοέμβριο του 2011 παρατηρήθηκε ότι τμήματα των υποθαλάσσιων ακτόλιθων δεν ήταν ορατά καθώς είχαν καλυφθεί από την άμμο.

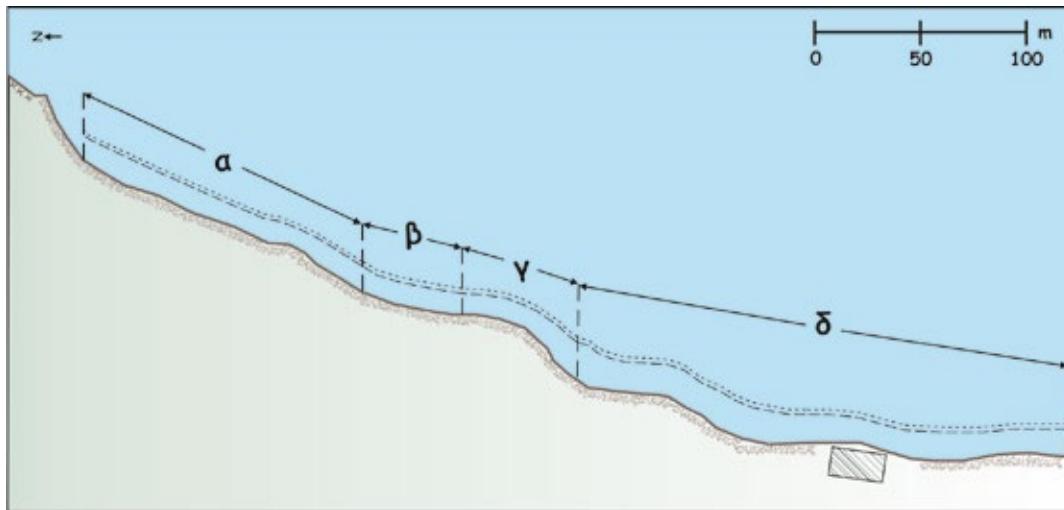


Εικόνα 32: Οι ακτόλιθοι στο παράκτιο τμήμα της παραλία της Αρτέμιδος.



Εικόνα 33: Σπασμένες και μεταφερμένες πλάκες από ακτόλιθους σε βάθος περίπου 1,5 m.

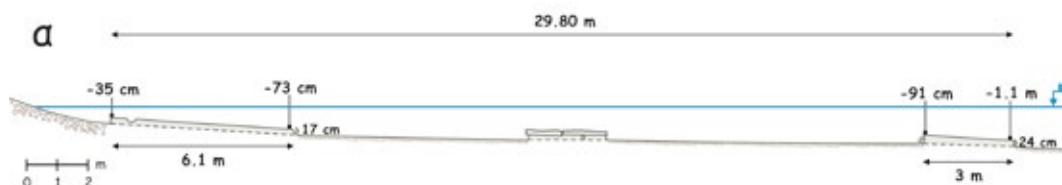
Κατά μήκος της παραλίας της Αρτέμιδος, καταγράφηκαν τέσσερις επιμέρους ενότητες (Εικόνα 34) κατά την χαρτογράφηση των ακτόλιθων, οι οποίες παρουσιάζονται σχηματικά στις παρακάτω εικόνες (Εικόνα 35, Εικόνα 36, Εικόνα 37, Εικόνα 38).



Εικόνα 34: Κάτοψη της παραλίας της Αρτέμιδος, όπου φαίνονται οι επιμέρους τομές που διακρίθηκαν.

Από τα βόρεια προς τα νότια της παραλίας, οι ακτόλιθοι διακρίθηκαν σε δυο σειρές (Εικόνα 35). Η πρώτη σειρά έχει πλάτος 6 m και εκτείνεται από το βάθος των 35 cm έως τα 73 cm κάτω από τη στάθμη της θάλασσας. Έχει κλίση περίπου $3,6^\circ$, ενώ το πάχος μετρήθηκε στα 17 cm.

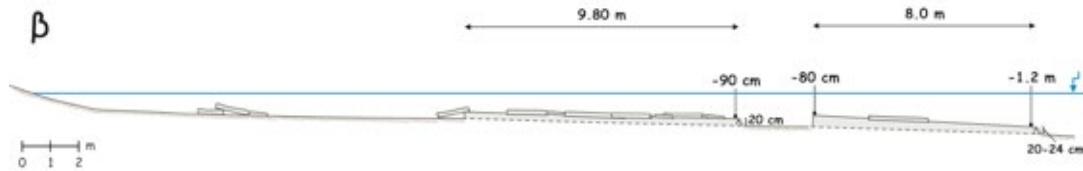
Η εμφάνισή τους διακόπτεται για περίπου 20 m, με εξαίρεση την παρουσία ενός μικρού τμήματος πλάτους 2,6 m με σπασμένες πλάκες. Η δεύτερη σειρά των ακτόλιθων εντοπίζεται σε απόσταση περίπου 26 m από την ακτογραμμή, με πλάτος 3 m. Οι ακτόλιθοι εκτείνονται από τα -90 cm μέχρι το βάθος των 1,1 m, με κλίση $3,6^\circ$. Παρουσιάζουν υποσκαφή στο μέτωπο της εμφάνισης τους, ενώ το πάχος τους μετρήθηκε στα 24 cm.



Εικόνα 35: Τα χαρακτηριστικά των ακτόλιθων, στο τμήμα α της παραλίας.

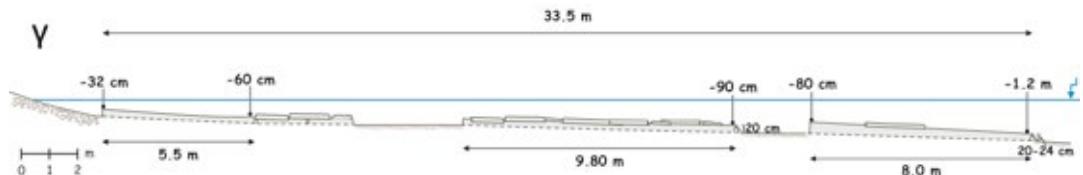
Στην συνέχεια, νοτιότερα στην παραλία, οι ακτόλιθοι εντοπίζονται σε απόσταση περίπου 15,5 m από την ακτή (Εικόνα 36). Μέχρι και τους ακτόλιθους, ο πυθμένας είναι αμμώδης με την εμφάνιση ορισμένων σπασμένων πλακών. Σε αυτή τη θέση εμφανίζεται μόνο η δεύτερη σειρά των ακτόλιθων. Έχουν συνολικό πλάτος 17,8 m αλλά δεν εμφανίζονται ενιαίοι, αλλά είναι σπασμένοι σε δυο τμήματα. Το πρώτο

τμήμα έχει πλάτος 9,8 m και φτάνει σε μέγιστο βάθος -90 cm. Παρουσιάζει υποσκαφή και έχει πάχος 20 cm. Το δεύτερο τμήμα έχει πλάτος 8 m και εκτείνεται από τα 80 cm έως τα 1.2 m κάτω από τη στάθμη της θάλασσας με κλίση περίπου $2,9^\circ$. Παρουσιάζει υποσκαφή ενώ το πάχος του κυμαίνεται από 20 έως 24 cm.



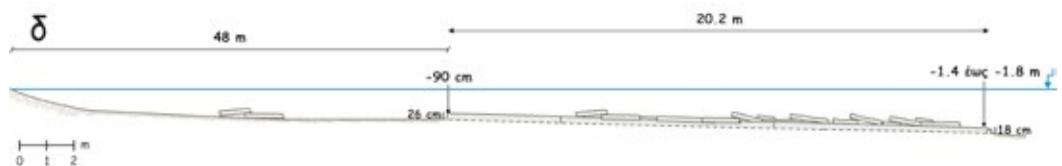
Εικόνα 36: Τα χαρακτηριστικά των ακτόλιθων, στο τμήμα β της παραλίας.

Στην συνέχεια, εμφανίζονται και οι δυο σειρές των ακτόλιθων. Η πρώτη σειρά έχει πλάτος 5,5 m και εκτείνεται από το βάθος των 32 cm έως τα -60 cm, με κλίση $2,9^\circ$ (Εικόνα 37). Το πάχος δεν μετρήθηκε καθώς το τέλος της σειράς καλυπτόταν από σπασμένες πλάκες. Η δεύτερη σειρά έχει τα χαρακτηριστικά που αναφέρθηκαν παραπάνω.

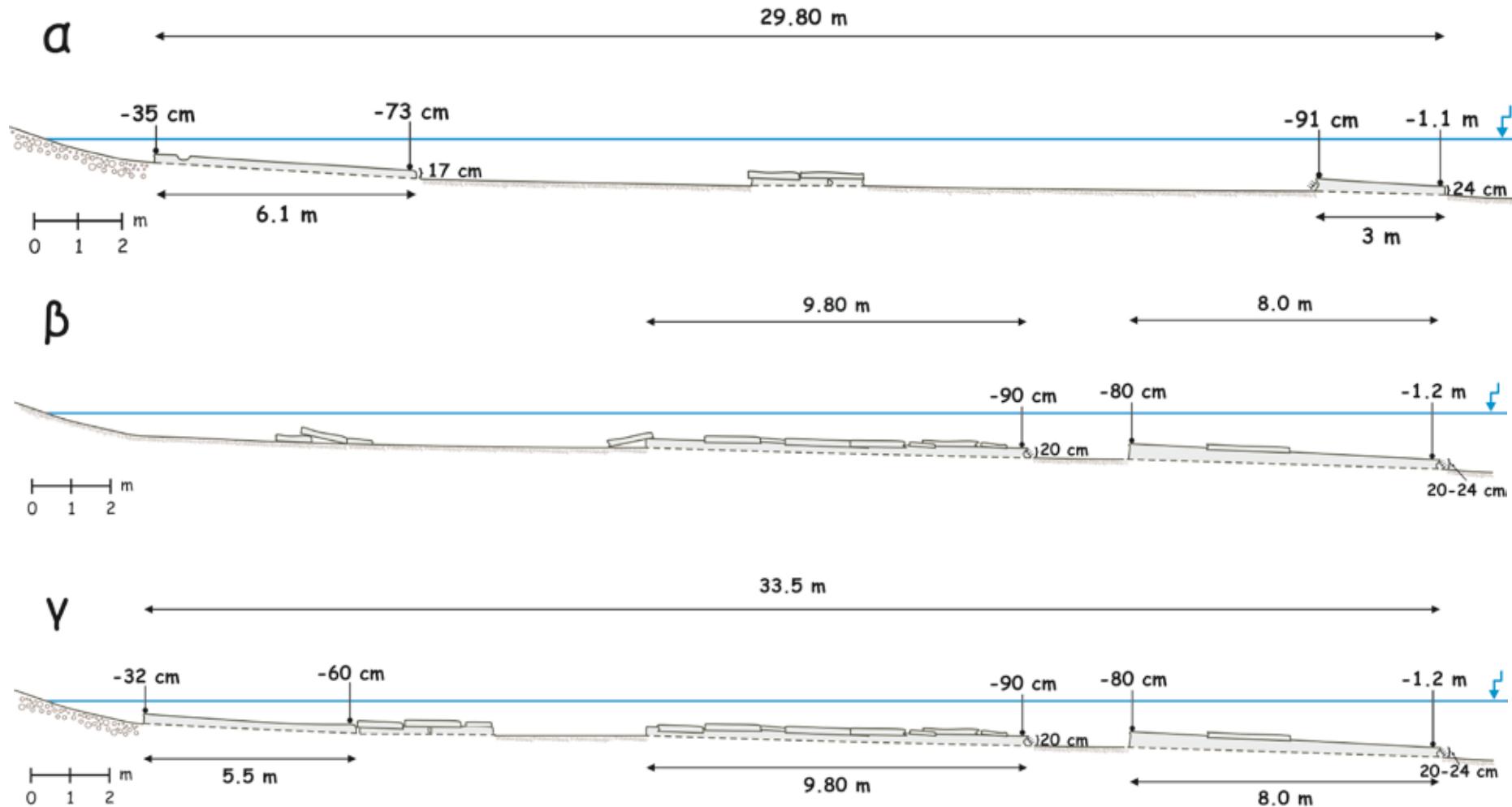


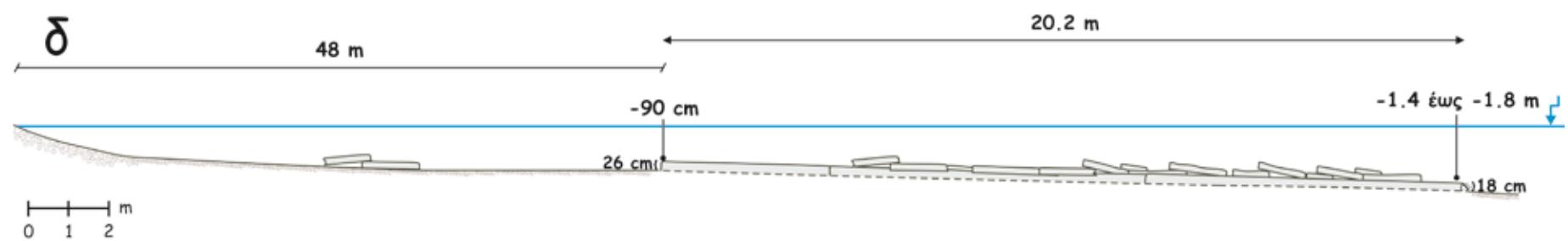
Εικόνα 37: Τα χαρακτηριστικά των ακτόλιθων, στο τμήμα γ της παραλίας.

Στο νοτιότερο τμήμα της παραλίας, οι ακτόλιθοι εντοπίστηκαν σε απόσταση σχεδόν 48 m από την ακτή (Εικόνα 38). Εμφανίζονται συνολικά σε πλάτος 20,2 m, ωστόσο δεν μπορεί να ακολουθηθεί η συνέχεια τους, καθώς σε πολλές θέσεις υπάρχουν πολλές σπασμένες πλάκες διαφόρων μεγεθών. Ξεκινούν ωστόσο από το βάθος των 90 cm, με πάχος 26 cm και φτάνουν σε βάθη 1,4 – 1,8 m. Το πάχος τους στο βαθύτερο τμήμα τους μετρήθηκε στα 18 cm και είναι υποσκαμμένοι.



Εικόνα 38: Τα χαρακτηριστικά των ακτόλιθων, στο τμήμα δ της παραλίας.

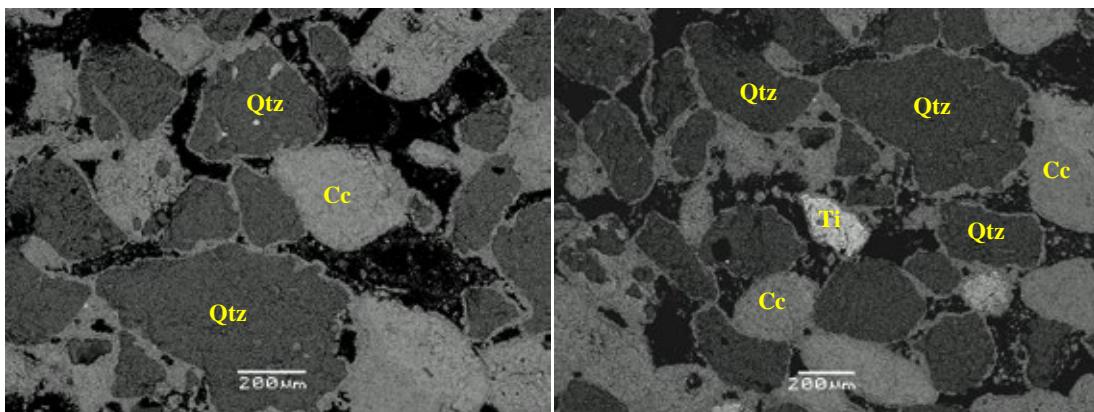




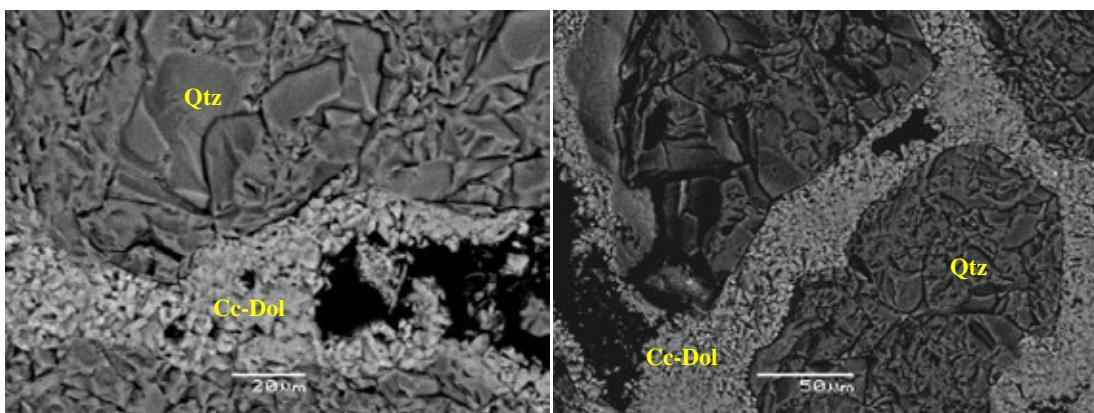
5.3.2 Ορυκτολογικές Παρατηρήσεις

Το δείγμα από τους ακτόλιθους στην παραλία της Αρτέμιδος συλλέχθηκε από βάθος ± 0 m.

Από την εξέταση του δείγματος στο ηλεκτρονικό μικροσκόπιο, διαπιστώθηκε ότι αποτελείται κυρίως από κόκκους χαλαζία και ασβεστίτη, ενώ αξίζει να αναφερθεί ότι σε περιορισμένες θέσεις εντοπίστηκε τιτανίτης (Εικόνα 39). Κατά θέσεις, ο ασβεστίτης χαρακτηρίζεται και από την παρουσία Mg σε μικρά ποσοστά. Το συγκολλητικό υλικό είναι ανθρακικό με παρουσία Mg σε ποσοστό περίπου 6,5% και χαρακτηρίζεται ως ασβεστιτικό – δολομιτικό. Σε αυτή τη θέση το συγκολλητικό υλικό δεν παρουσιάζει εμπλούτισμό σε Na, όπως στις προηγούμενες θέσεις (1, 2), ωστόσο παρουσιάζει μικρά ποσοστά SiO₂ της τάξης των 0,66 – 3,34%.



Εικόνα 39: Κόκκοι χαλαζία (Q) και ασβεστίτη (Cal) στους ακτόλιθους της Αρτέμιδας (Ti=Τιτανίτης) με ανθρακικό συγκολλητικό υλικό.



Εικόνα 40: Ανθρακικό συγκολλητικό υλικό ανάμεσα σε κόκκους χαλαζία.

Πίνακας 10: Ορυκτολογική ανάλυση κόκκων χαλαζία						
Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %		Compound %	Nos. of ions
Na K	ED	0.6	0.47	Na2O	0.81	0.03
Si K	ED	51.97	33	SiO2	99	1.99
O		59.57	66.41			4
Total		112.39	100		99	

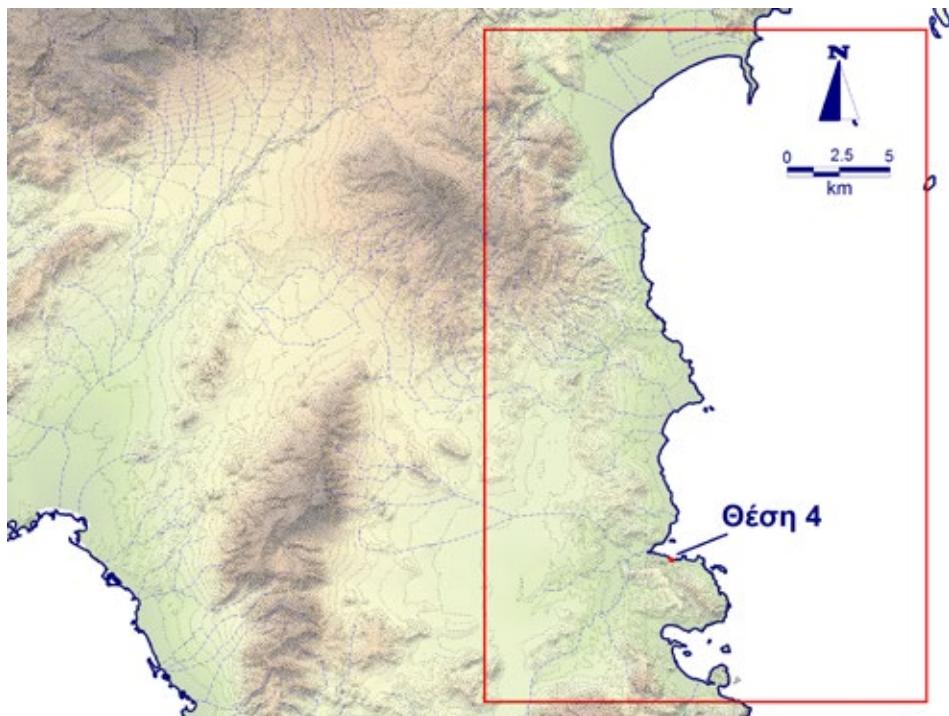
Πίνακας 11: Ορυκτολογική ανάλυση κόκκων ασβεστίτη						
Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %		Compound %	Nos. of ions
Na K	ED	0.49	1.16	Na2O	0.67	0.09
Ca K	ED	35.98	48.26	CaO	50.35	3.88
O		14.82	49.8			4
Total		51.74	100		51.02	

Πίνακας 12: Ορυκτολογική ανάλυση συγκολλητικού υλικού						
Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %		Compound %	Nos. of ions
Mg K	ED	4.01	8.45	MgO	6.65	0.67
Si K	ED	0.35	0.63	SiO2	0.74	0.05
K K	ED	0.17	0.22	K2O	0.2	0.02
Ca K	ED	31.35	40.05	CaO	43.87	3.2
O		15.66	50.1			4
Total		51.75	100		51.46	

5.4 Θέση 4: Βραυρώνα – Παραλία Χαμολιάς

5.4.1 Γεωμορφολογικές Παρατηρήσεις

Η παραλία της Χαμολιάς βρίσκεται ΒΑ της Βραυρώνας, στις ανατολικές ακτές της Αττικής (Εικόνα 41). Έχει προσανατολισμό ΒΔ – ΝΑ και μήκος περίπου 170 m.

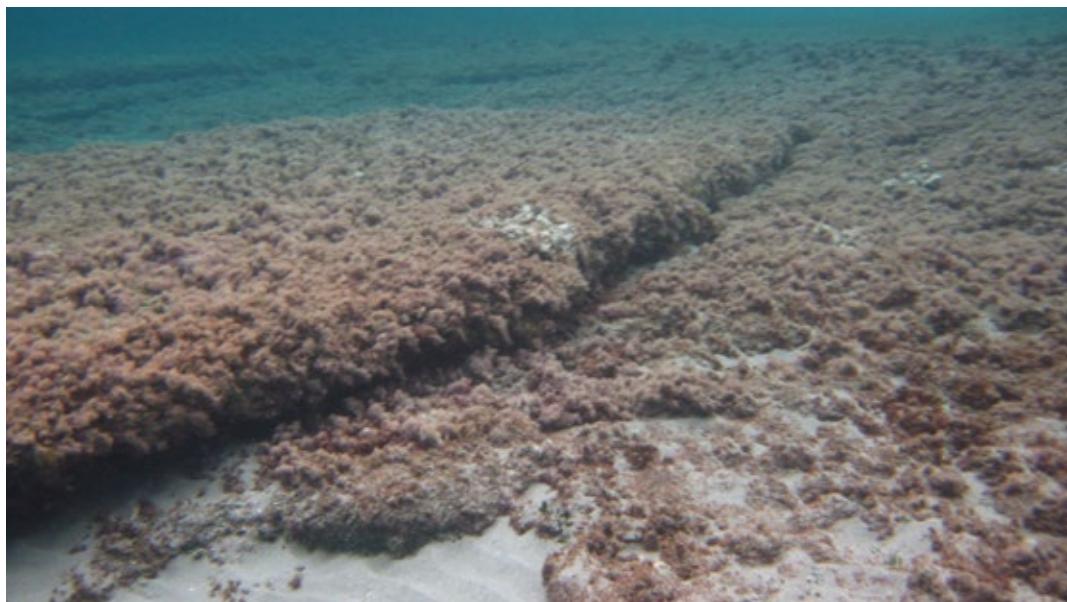


Εικόνα 41: Η παραλία της Χαμολιάς στην περιοχή μελέτης.

Κατά μήκος της παραλίας της Χαμολιάς οι ακτόλιθοι αναπτύσσονται σε μια ζώνη μήκους περίπου 100 m παράλληλα προς την ακτή, με κλίση περίπου $1,7^\circ$. Το μέγιστο πλάτος τους φτάνει τα 20,1 m και εκτείνονται περίπου από τη στάθμη της θάλασσας μέχρι το βάθος των 60 cm. Το πάχος τους φτάνει τα 32 cm στις πιο καλό-συντηρημένες θέσεις, ενώ στις θέσεις που έχουν υποστεί διάβρωση το πάχος φτάνει τα 10 cm. Οι πάγκοι εμφανίζονται διαβρωμένοι, παρουσιάζουν έγκοιλα και αύλακες και κατά θέσεις είναι σπασμένοι σε επιμέρους πλάκες (Εικόνα 42). Η υποθαλάσσια εμφάνιση καλύπτεται από θαλάσσια χλωρίδα (Εικόνα 43).

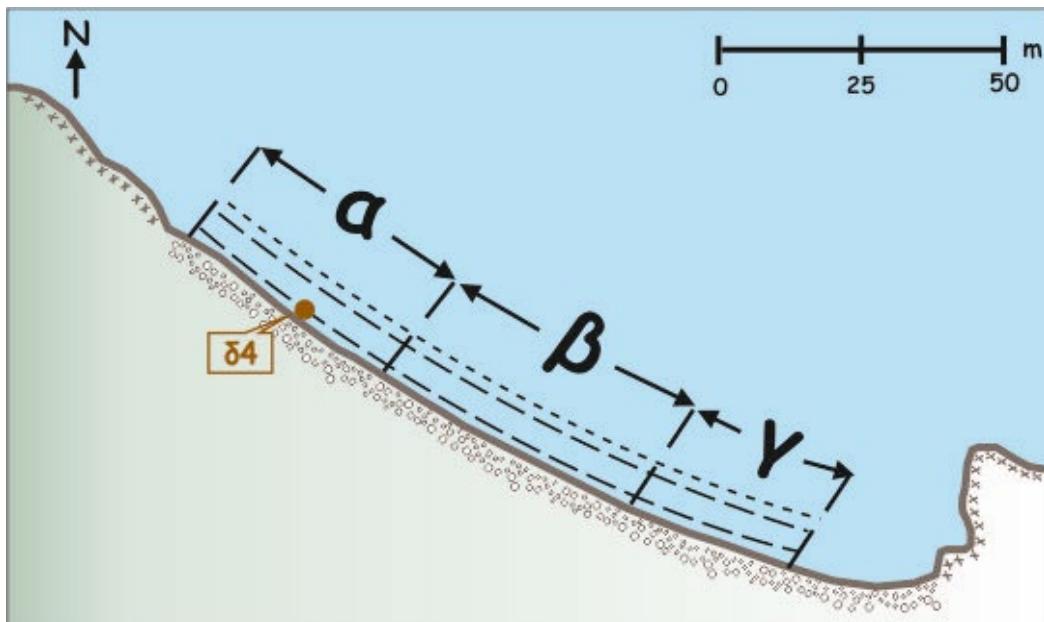


Εικόνα 42: Οι ακτόλιθοι στην Χαμολιά σπασμένοι σε πλάκες.



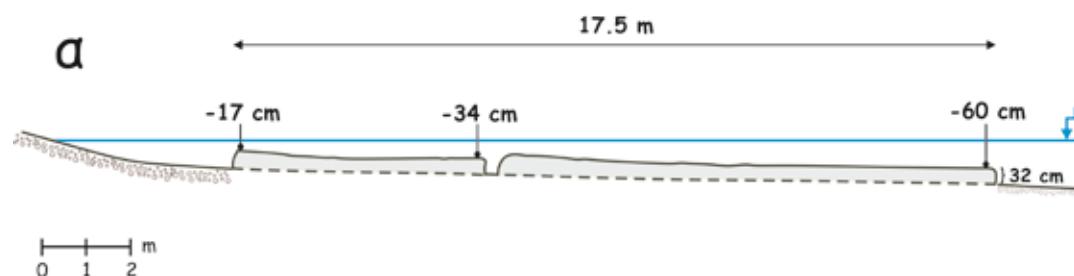
Εικόνα 43: Υποθαλάσσια φωτογραφία των ακτόλιθων στην Χαμολιά.

Κατά μήκος της παραλίας, καταγράφηκαν τρεις επιμέρους ενότητες κατά την χαρτογράφηση των ακτόλιθων (Εικόνα 44), οι οποίες δίνονται σχηματικά στις εικόνες 5, 6 και 7.



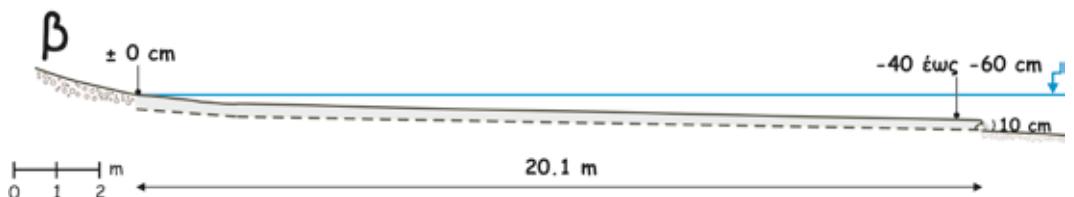
Εικόνα 44: Κάτοψη της παραλίας της Χαμολιάς, όπου παρουσιάζονται οι επιμέρους τομές που διακρίθηκαν (δ4: η θέση του δείγματος).

Από τα ΒΔ προς τα ΝΑ της παραλίας, οι ακτόλιθοι εκτείνονται από το βάθος των 17 cm και φτάνουν τα 60 cm κάτω από τη στάθμη της θάλασσας (Εικόνα 45). Το συνολικό τους πλάτος φτάνει τα 17,5 m και δεν εμφανίζονται ως μια ενιαία σειρά, αλλά χωρίζονται σε δύο μεγάλα τεμάχη. Το πρώτο τμήμα έχει πλάτος 5,7 m, από το βάθος των 30 cm μέχρι τα 34 cm κάτω από τη στάθμη της θάλασσας, ενώ το δεύτερο φτάνει το βάθος των 60 cm και έχει πλάτος 11,4 m. Στην ενότητα αυτή, οι ακτόλιθοι έχουν πάχος 32 cm και παρουσιάζουν μικρή κλίση, περίπου 1,7°.



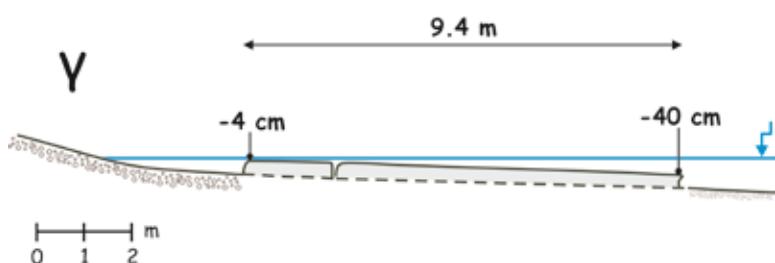
Εικόνα 45: Τα χαρακτηριστικά των ακτόλιθων, στο τμήμα α της παραλίας.

Στην συνέχεια, προς τα ΝΑ, οι ακτόλιθοι παρουσιάζονται ως ενιαία σειρά με πλάτος 20,1 m (Εικόνα 46). Εκτείνονται περίπου από τη στάθμη της θάλασσας μέχρι βάθος που κυμαίνεται από 40 έως 60 cm, ανάλογα με το βαθμό διάβρωσης, ενώ το πάχος τους είναι περίπου 10 cm.

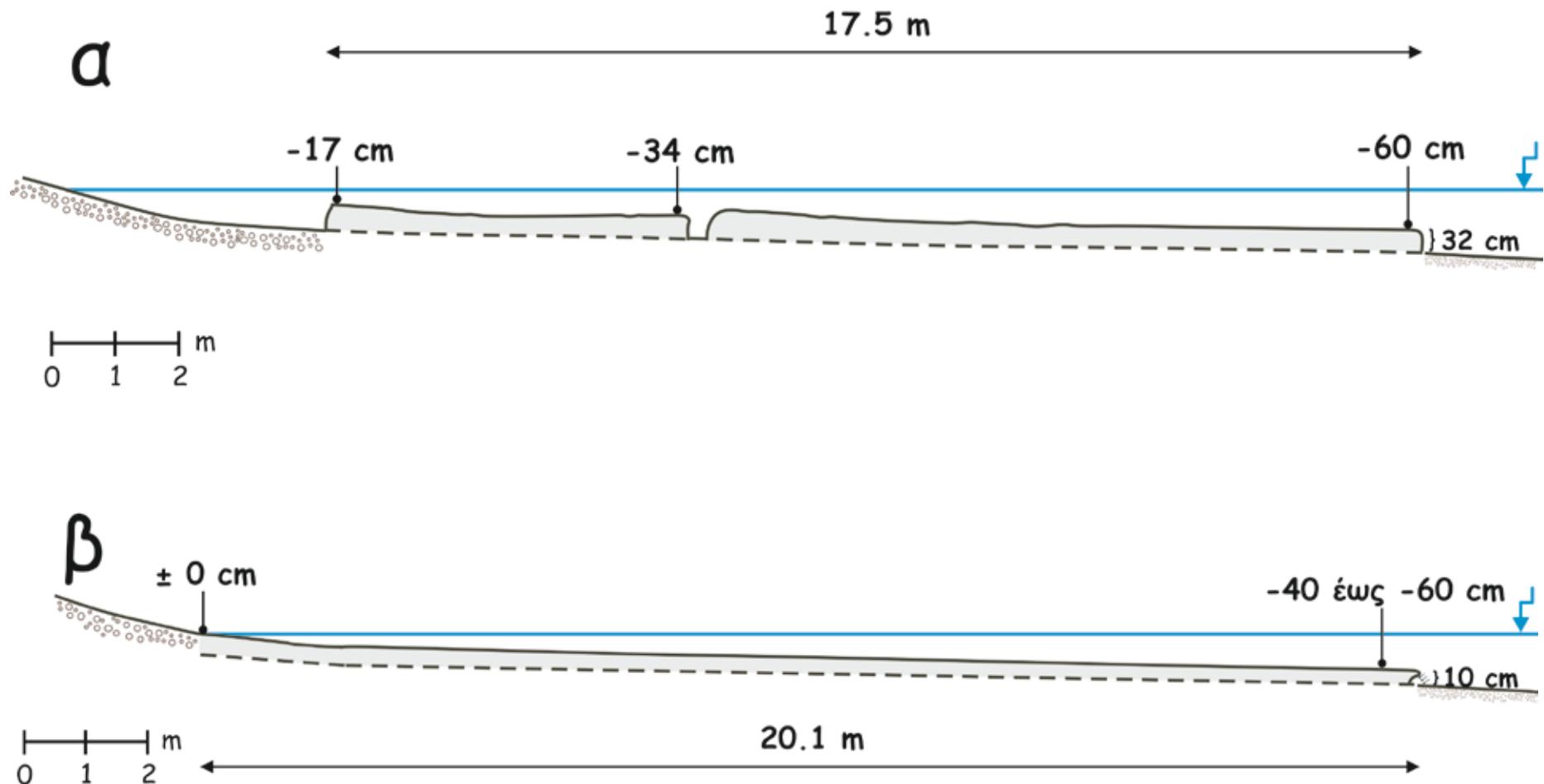


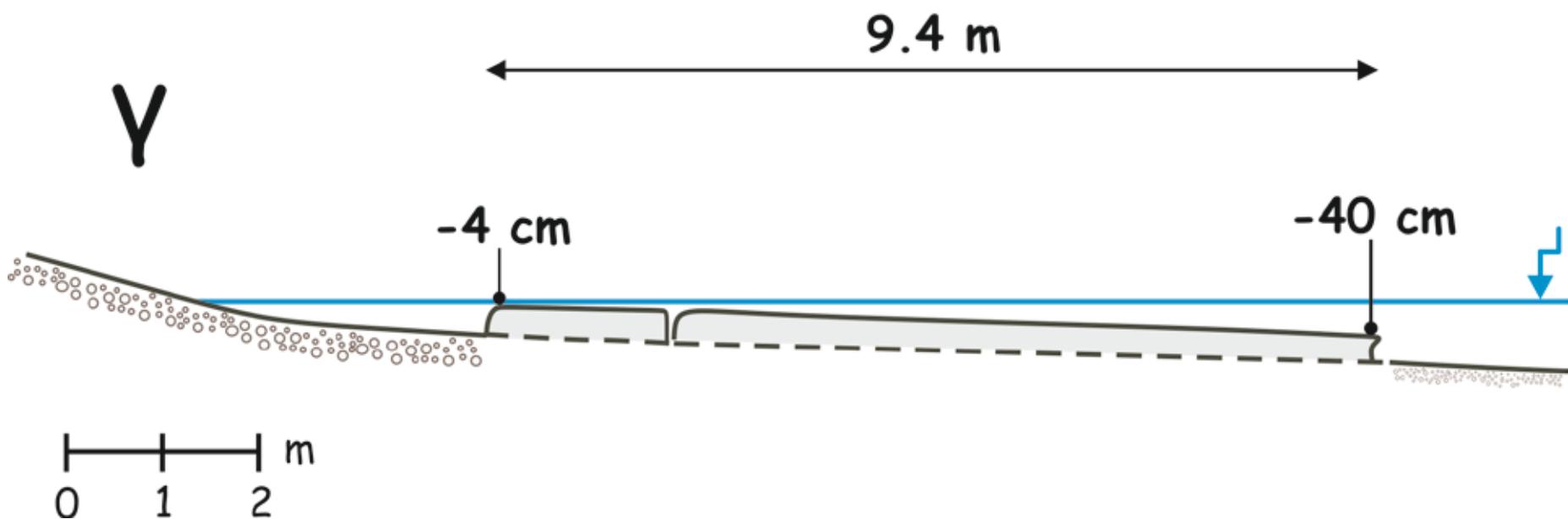
Εικόνα 46: Τα χαρακτηριστικά των ακτόλιθων, στο τμήμα β της παραλίας.

Προς το τέλος της εμφάνισής τους, στο ΝΑ τμήμα της παραλίας, οι ακτόλιθοι παρουσιάζουν το μικρότερο πλάτος που καταγράφηκε, το οποίο φτάνει τα 9,4 m (Εικόνα 47). Εκτείνονται από τα 4 cm έως τα 40 cm κάτω από τη στάθμη της θάλασσας. Δεν εμφανίζονται ως μια ενιαία σειρά, αλλά χωρίζονται σε δυο τεμάχη-πλάκες, με πλάτος 2 m η πρώτη και 7,4 m η δεύτερη.



Εικόνα 47: Τα χαρακτηριστικά των ακτόλιθων, στο τμήμα γ της παραλίας.





Κατά την εργασία υπαίθρου καταγράφηκαν επιπλέον οι αύλακες που παρατηρήθηκαν στους ακτόλιθους. Συνολικά καταγράφηκαν 30 αύλακες με πλάτος που κυμαίνεται από 0,5 cm έως 8 cm και διεύθυνση παράλληλη, διαγώνια ή κάθετη στην ακτογραμμή, οι οποίες φαίνονται στον Πίνακας 13.

a/a	Αύλακες (cm)	Διεύθυνση (°)
1	1	90
2	1,5	90
3	3	90
4	0,5	90
5	2	90
6	0,5	90
7	3	90
8	2	90
9	0,5	90
10	1	90
11	0,5	90
12	2	90
13	1	90
14	1,5	90
15	2,5	90
16	2	90
17	3	90
18	3	90
19	1	0
20	8	0
21	4	0
22	5,5	0
23	1,5	0
24	0,75	0
25	6	0
26	3	0
27	1,5	45
28	4	45
29	7	45
30	2	45

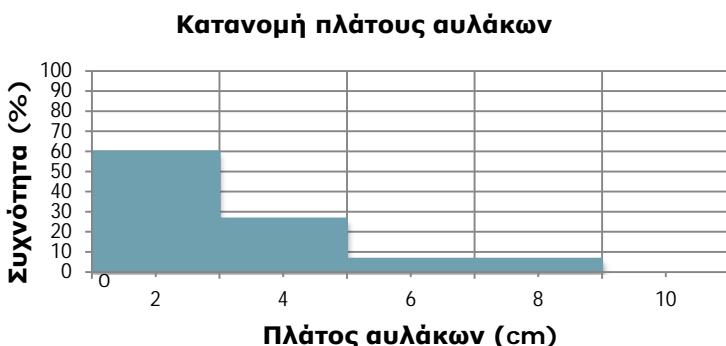
Πίνακας 13: Στοιχεία των αυλάκων που καταγράφηκαν στους ακτόλιθους της Χαμολιάς.

Από την επεξεργασία των στοιχείων προκύπτει ότι το 60% των αυλάκων έχει πλάτος 0,5 έως 2 cm, ενώ το 26,7% έχει πλάτος 2-4 cm. Τέλος, το ποσοστό των αυλάκων με πλάτος 4-6 cm και 6-8 cm είναι 6,7% (Πίνακας 14, Διάγραμμα 3).

Αύλακες (cm)	Συχνότητα (%)
0-2	60
2-4	26,7

4-6	6,7
6-8	6,7

Πίνακας 14: Συχνότητα πλάτους.

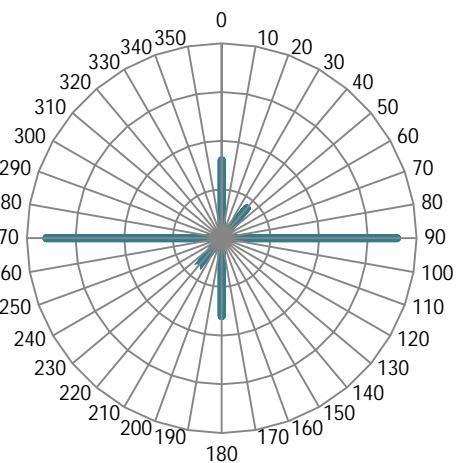


Διάγραμμα 3: Κατανομή του πλάτους των αυλάκων στους ακτόλιθους της Χαμολιάς.

Σε ό,τι αφορά στη διεύθυνσή τους, ο κύριος προσανατολισμός των αυλάκων είναι εγκάρσια στην ακτογραμμή, ενώ σπανιότερες είναι αυτές που προσανατολίζονται παράλληλα και διαγώνια (Διάγραμμα 4).

Συνολικά, ενώ οι αύλακες εγκάρσια στην ακτογραμμή είναι συχνότερες κατά μήκος των ακτόλιθων, παρουσιάζουν μικρότερο μέσο πλάτος (1,7 cm) σε σχέση με τις παράλληλες και διαγώνιες. Αντίθετα, οι παράλληλες και διαγώνιες αύλακες, ενώ είναι σπανιότερες, έχουν μεγαλύτερο μέσο πλάτος, 3,7 και 3,6 cm αντίστοιχα.

Προσανατολισμός αυλάκων

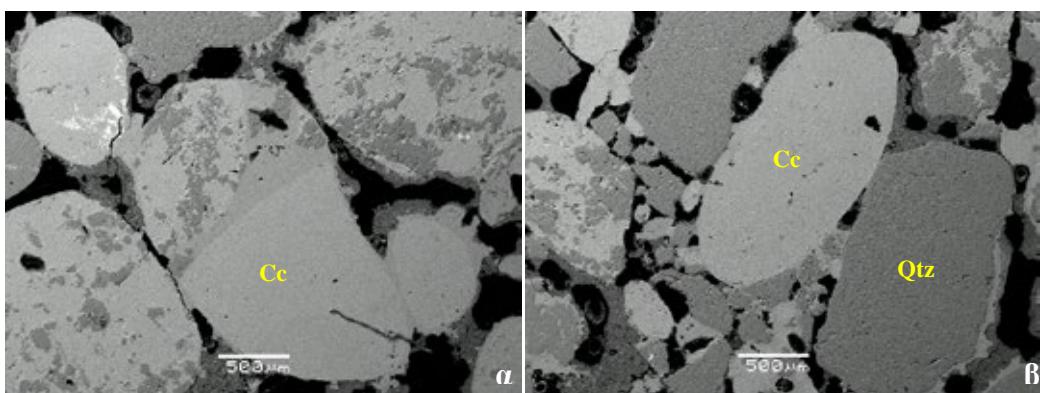


Διάγραμμα 4: Προσανατολισμός αυλάκων στους ακτόλιθους της Χαμολιάς.

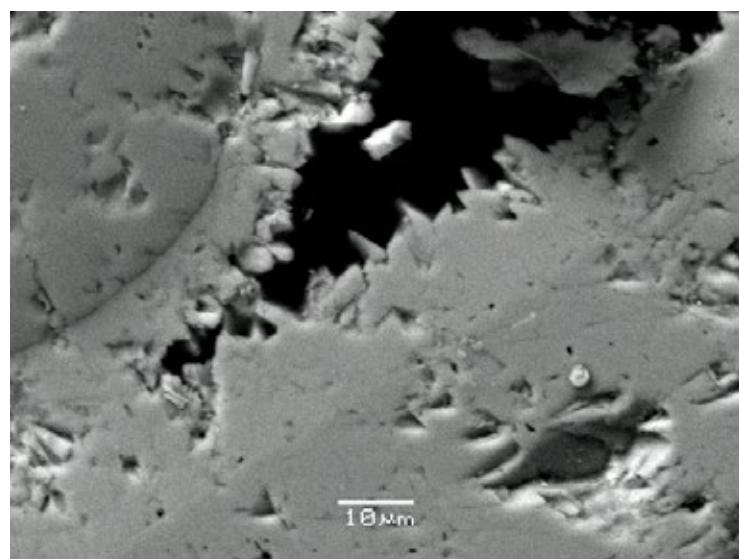
5.4.2 Ορυκτολογικές Παρατηρήσεις

Από τα δείγματα που λήφθηκαν από την παραλία της Χαμολιάς κατασκευάστηκαν 3 λεπτές τομές, οι οποίες μελετήθηκαν και αναλύθηκαν στο ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης (SEM) του Τομέα Οικονομικής Γεωλογίας και Γεωχημείας.

Κατά την εξέταση των λεπτών τομών του δείγματος από την Χαμολιά διαπιστώθηκε ότι αποτελούνται κυρίως από κόκκους χαλαζία, αστρίων (αλβίτη) καθώς και ασβεστίτη (Εικόνα 48). Ο ασβεστίτης εμφανίζεται ως συνδετικό υλικό και ως κόκκος με ποσοστό $\text{CaO}=55\%$. Το συγκολλητικό υλικό του δείγματος είναι ανθρακικό. Αξίζει επίσης να αναφερθεί και η παρουσία μαγνησιούχου ασβεστίτη με MgO σε ποσοστό περίπου 5-6,2 % κυρίως με τη μορφή συγκολλητικού υλικού.



Εικόνα 48: Φωτογραφίες από την λεπτή τομή του δείγματος από τη Χαμολιά.



Εικόνα 49: Φωτογραφία από την λεπτή τομή του δείγματος.

Πίνακας 15: Ορυκτολογική ανάλυση κόκκων ασβεστίτη						
Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %		Compound %	Nos. of ions
Ca K	ED	37.86	49.1	CaO	52.97	22.61
O		15.4	50.03			23.03
Total		53.81	100		53.86	

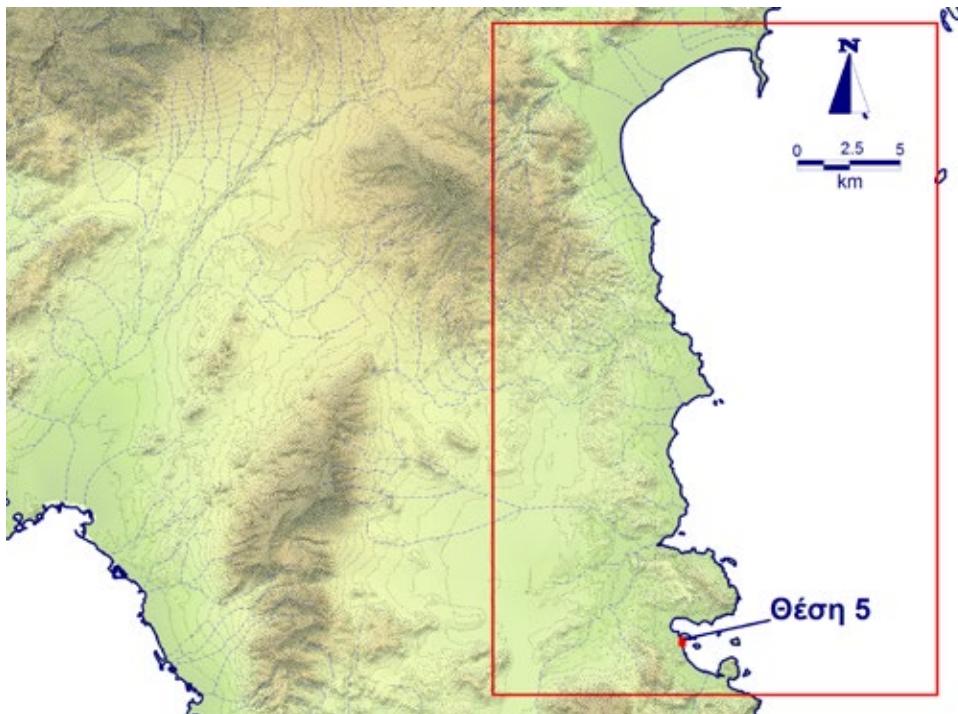
Πίνακας 16: Ορυκτολογική ανάλυση κόκκων χαλαζία						
Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %		Compound %	Nos. of ions
Si K	ED	47.93	33.33	SiO ₂	99	11.51
O		54.55	66.58			22.99
Total		102.54	100		99	

Πίνακας 17: Ορυκτολογική ανάλυση συγκολλητικού υλικού						
Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %		Compound %	Nos. of ions
Mg K	ED	3.44	7.39	MgO	5.7	3.38
Si K	ED	0.34	0.63	SiO ₂	0.73	0.29
K K	ED	0.15	0.2	K ₂ O	0.18	0.09
Ca K	ED	31.41	40.95	CaO	43.95	18.72
O		15.41	50.33			23
Total		51.04	100		51.04	

5.5 Θέση 5: Πόρτο Ράφτη – Παραλία Καλός Γιαλός

5.5.1 Γεωμορφολογικές Παρατηρήσεις

Η παραλία Καλός Γιαλός βρίσκεται στο νότιο τμήμα του ακρωτηρίου Πούντα, στο Πόρτο Ράφτη (Εικόνα 50). Έχει προσανατολισμό περίπου Β-Ν και εκτείνεται σε μήκος περίπου 350 m.



Εικόνα 50: Η παραλία Καλός Γιαλός στην περιοχή μελέτης.

Στην παραλία Καλός Γιαλός, οι ακτόλιθοι εκτείνονται σε μια ζώνη μήκους περίπου 315 m (Εικόνα 51), παράλληλα προς την ακτή, με μέση κλίση περίπου $4,8^\circ$. Το μέγιστο πλάτος τους φτάνει τα 13,6 m, ενώ εκτείνονται από τα +16 cm μέχρι τα 1,3 m κάτω από τη στάθμη της θάλασσας. Το μέγιστο πάχος τους φτάνει τα 30 cm, ενώ όπου έχουν υποστεί διαβρωση το πάχος τους φτάνει τα 20 cm. Εμφανίζονται διαβρωμένοι, με αύλακες και κατά θέσεις σπασμένοι σε πλάκες (Εικόνα 52).

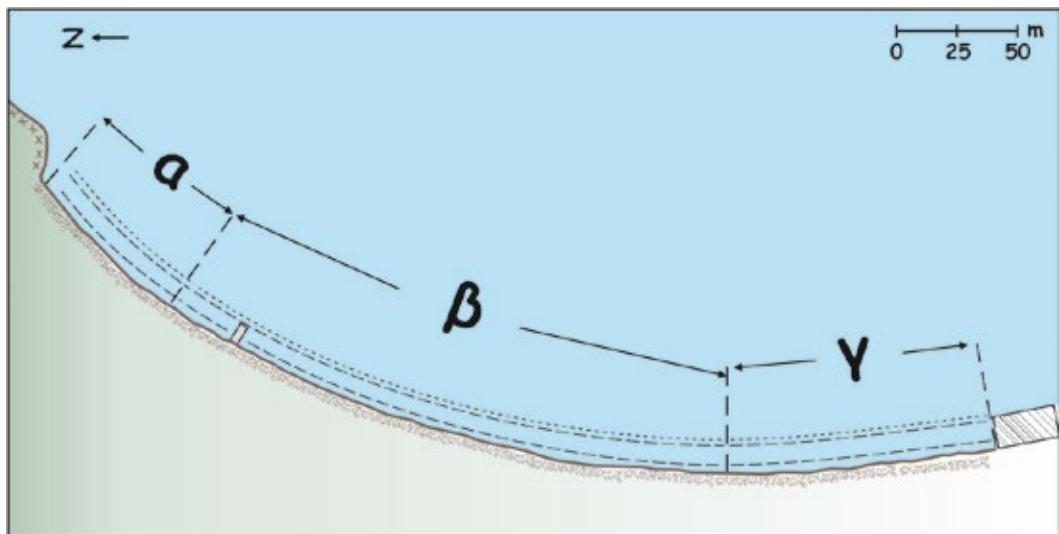


Εικόνα 51: Οι ακτόλιθοι στην παραλία Καλός Γιαλός.



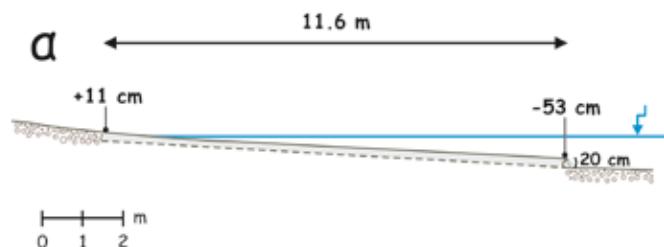
Εικόνα 52: Οι ακτόλιθοι σπασμένοι σε επιμέρους πλάκες.

Κατά μήκος της παραλίας, καταγράφηκαν τρεις επιμέρους ενότητες, κατά την χαρτογράφηση των ακτόλιθων (Εικόνα 53), οι οποίες παρουσιάζονται σχηματικά παρακάτω (Εικόνα 54, Εικόνα 55 και Εικόνα 56).



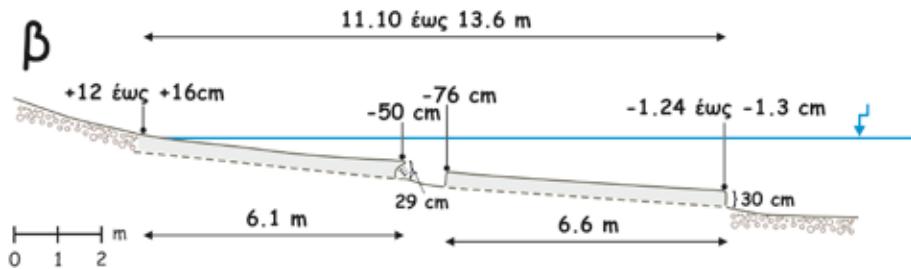
Εικόνα 53: Κάτοψη της παραλίας, όπου φαίνονται οι επιμέρους τομές που διακρίθηκαν.

Από τα βόρεια προς τα νότια, οι ακτόλιθοι εκτείνονται από τα 11 cm πάνω από την στάθμη της θάλασσας και φτάνουν υποθαλάσσια μέχρι τα -53 cm, ενώ έχουν κλίση περίπου $3,2^\circ$ (Εικόνα 54). Εμφανίζονται ενιαίοι με πλάτος 11,6 m, ενώ παρουσιάζονται υποσκαμμένοι στο υποθαλάσσιο τμήμα τους, με πάχος περίπου 20 cm.



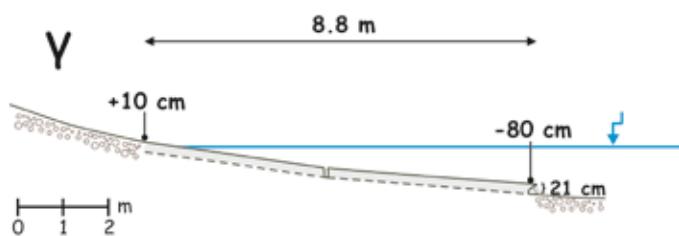
Εικόνα 54: Τα χαρακτηριστικά των ακτόλιθων, στο τμήμα α της παραλίας.

Στην συνέχεια, οι ακτόλιθοι παρουσιάζονται με συνολικό πλάτος που κυμαίνεται από 11,1 έως 13,6 m, ωστόσο είναι σπασμένοι σε δύο επιμέρους πλάκες (Εικόνα 55). Η πρώτη πλάκα έχει πλάτος 6,1 m και εκτείνεται από τα +16 cm έως τα 50 cm κάτω από τη στάθμη της θάλασσας. Οι ακτόλιθοι σε αυτή τη θέση εμφανίζονται υποσκαμμένοι, με πάχος περίπου 29 cm, ενώ η κλίση τους είναι $\sim 6^\circ$. Η δεύτερη πλάκα εκτείνεται από τα -76 cm έως τα 1,3 m, με πλάτος 6,6 m. Το πάχος των ακτόλιθων μετρήθηκε στα 30 cm, ενώ εμφανίζονται με κλίση περίπου 5° .



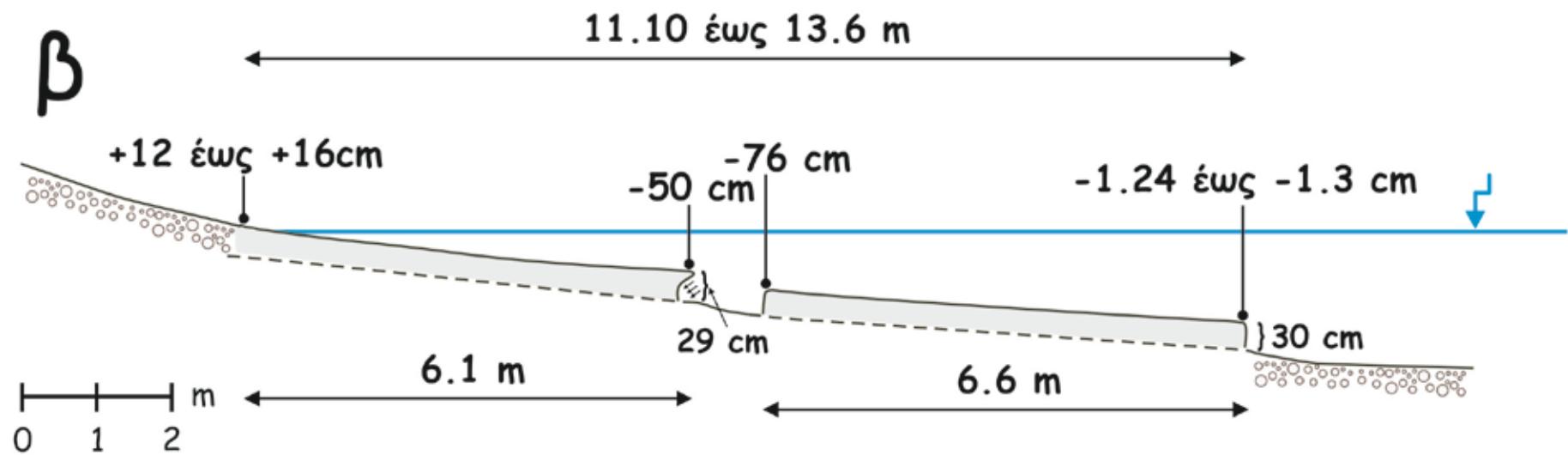
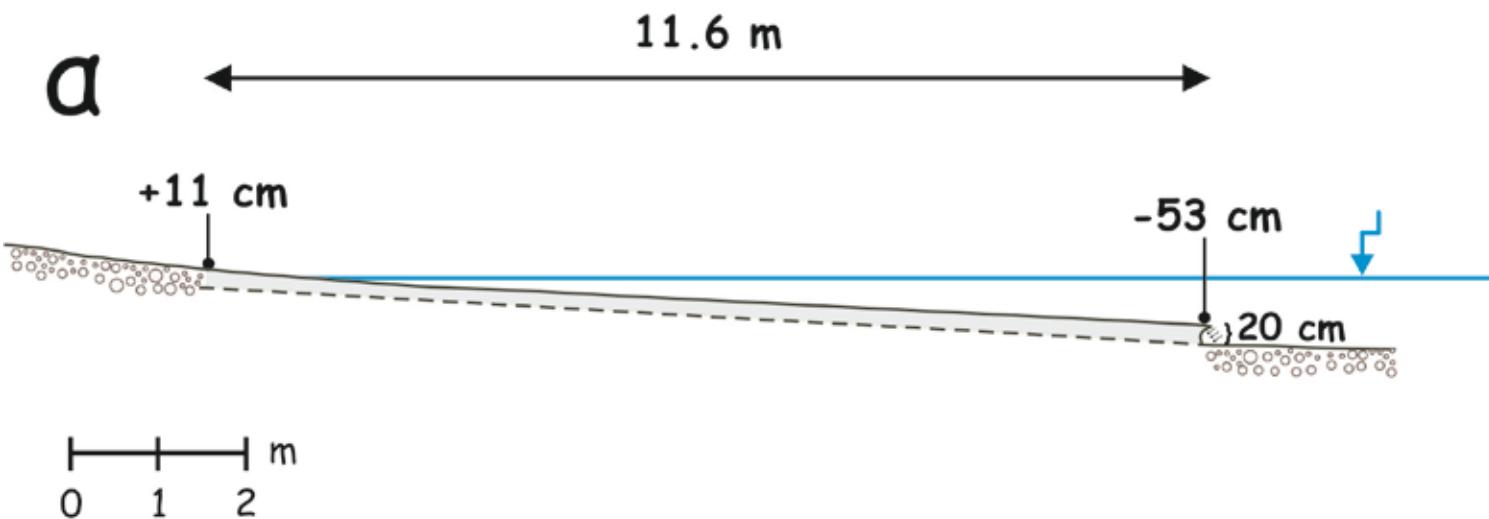
Εικόνα 55: Τα χαρακτηριστικά των ακτόλιθων, στο τμήμα β της παραλίας.

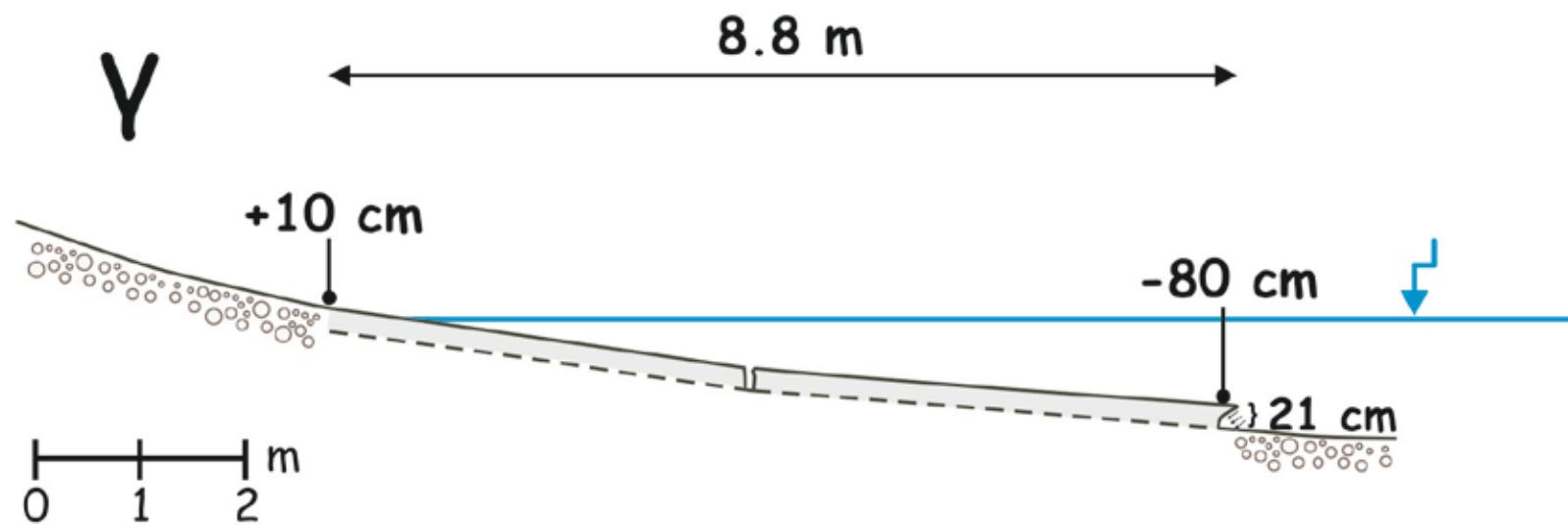
Στο νότιο τμήμα της παραλίας, οι ακτόλιθοι εμφανίζονται με πλάτος 8,8 m και εκτείνονται από τα 10 cm πάνω από την θαλάσσια στάθμη μέχρι το βάθος των 80 cm (Εικόνα 56). Είναι υποσκαμμένοι και έχουν πάχος 21 cm, ενώ η κλίση τους είναι $5,8^\circ$.



Εικόνα 56: Τα χαρακτηριστικά των ακτόλιθων, στο τμήμα γ της παραλίας.

Η εμφάνιση των ακτόλιθων διακόπτεται από την σύγχρονη προβλήτα που έχει κατασκευαστεί στην ακτή.





Κατά την εργασία υπαίθρου καταγράφηκαν επιπλέον οι αύλακες που παρατηρήθηκαν στους ακτόλιθους. Καταγράφηκαν συνολικά 48 αύλακες με πλάτος που κυμαίνεται από 0,5 cm έως 21 cm και διεύθυνση παράλληλη, διαγώνια ή εγκάρσια στην ακτογραμμή, οι οποίες φαίνονται στον Πίνακας 18. Το μέσο πλάτος τους είναι 3,9 cm.

a/a	Αύλακες (cm)	Διεύθυνση (°)
1	2,5	90
2	5	90
3	4	90
4	3	90
5	5	90
6	5	90
7	6	90
8	21	90
9	7	90
10	8	90
11	2	90
12	1	90
13	1,5	90
14	2	90
15	3	90
16	2	90
17	6	90
18	7	90
19	2	90
20	2	90
21	3	45
22	2	45
23	3	45
24	6	90
25	2	90
26	2	90
27	3	90
28	1,5	90
29	3	90
30	6	90
31	1,5	90
32	6	90
33	5	90
34	4	90
35	2	90
36	6	90
37	3	90
38	2	90

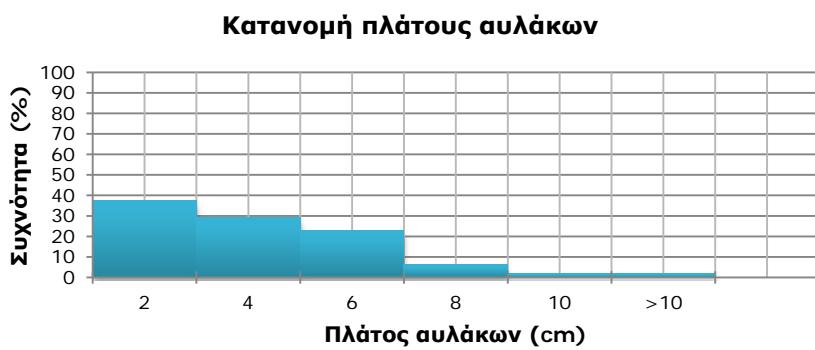
39	3	90
40	3	90
41	1	90
42	2,5	0
43	5	0
44	1	0
45	3	0
46	0,5	0
47	10	0
48	2	0

Πίνακας 18: Στοιχεία των αυλάκων που καταγράφηκαν στους ακτόλιθους της θέσης 5.

Σύμφωνα με την επεξεργασία των στοιχείων, το 37,5% των αυλάκων παρουσιάζει πλάτος μέχρι 2 cm, ενώ αύλακες με πλάτος 2-4 cm εμφανίζονται με ποσοστό 29,17%. Το ποσοστό των αυλάκων με πλάτος 4-6 cm είναι 22,92%, ενώ με πλάτος 6-8 είναι 6,25%. Τέλος, οι αύλακες με πλάτος μεγαλύτερο από 8 cm εμφανίζονται συνολικά με ποσοστό 4,16% (Πίνακας 19, Διάγραμμα 5).

Πλάτος αυλάκων (cm)	Συχνότητα (%)
0-2	37,50
2-4	29,17
4-6	22,92
6-8	6,25
8-10	2,08
>10	2,08

Πίνακας 19: Συχνότητα πλάτους των αυλάκων.

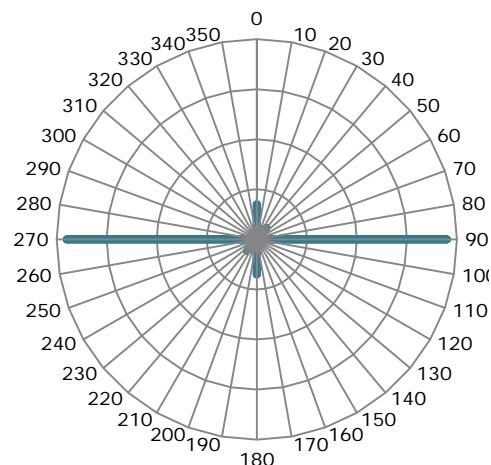


Διάγραμμα 5: Κατανομή του πλάτους των αυλάκων στους ακτόλιθους.

Σε ό,τι αφορά στη διεύθυνσή τους, ο κύριος προσανατολισμός των αυλάκων είναι εγκάρσια στην ακτογραμμή, ενώ σπανιότερες είναι αυτές που προσανατολίζονται παράλληλα ή διαγώνια (Διάγραμμα 6).

Συνολικά, στους ακτόλιθους της θέσης 5 οι αύλακες εγκάρσια στην ακτογραμμή εμφανίζονται συχνότερα, παρουσιάζοντας το μεγαλύτερο μέσο πλάτος, 4,08 cm. Σπανιότερα παρατηρούνται οι αύλακες παράλληλα στην ακτογραμμή, με μέσο πλάτος 3,43 cm και ακολουθούν οι διαγώνιες με μέσο πλάτος περίπου 2,67 cm.

Προσανατολισμός αυλάκων

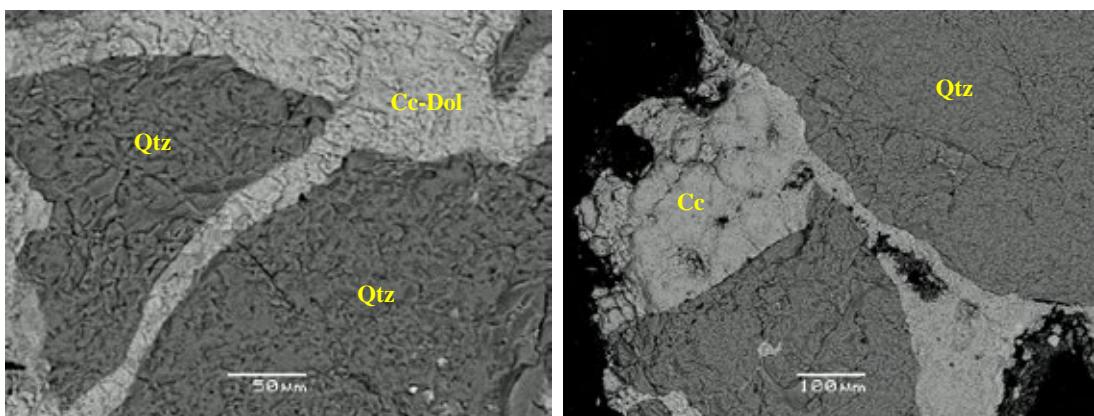


Διάγραμμα 6: Προσανατολισμός των αυλάκων στους ακτόλιθους της παραλίας Καλός Γιαλός.

5.5.2 Ορυκτολογικές Παρατηρήσεις

Το δείγμα για ορυκτολογική εξέταση από τους ακτόλιθους στο Πόρτο Ράφτη συλλέχθηκε από βάθος 1,1 m.

Οι ακτόλιθοι του Καλού Γιαλού αποτελούνται κυρίως από κόκκους χαλαζία και ασβεστίτη. Το συγκολλητικό υλικό του δείγματος είναι ανθρακικό και χαρακτηρίζεται από την παρουσία Mg σε ποσοστό περίπου 6,73%. Στο συγκολλητικό υλικό, παρατηρήθηκε Na σε μικρό ποσοστό (~0,5%) το οποίο οφείλεται σε εμπλουτισμό λόγω του θαλασσινού νερού. Επιπλέον σε κάποιες θέσεις εντοπίστηκε και SiO_2 σε ποσοστά που κυμαίνονται από 0,36-4,32%.



Εικόνα 57: Κόκκοι χαλαζία και ασβεστίτη σε ανθρακικό (Cc-Dol) συγκολλητικό υλικό.

Πίνακας 20: Ορυκτολογική ανάλυση κόκκων χαλαζία						
Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %		Compound %	Nos. of ions
Si K	ED	44.17	33.29	SiO ₂	94.48	2
Ca K	ED	0.18	0.09	CaO	0.25	0.01
O		50.35	66.64			4
Total		94.73	100		94.73	

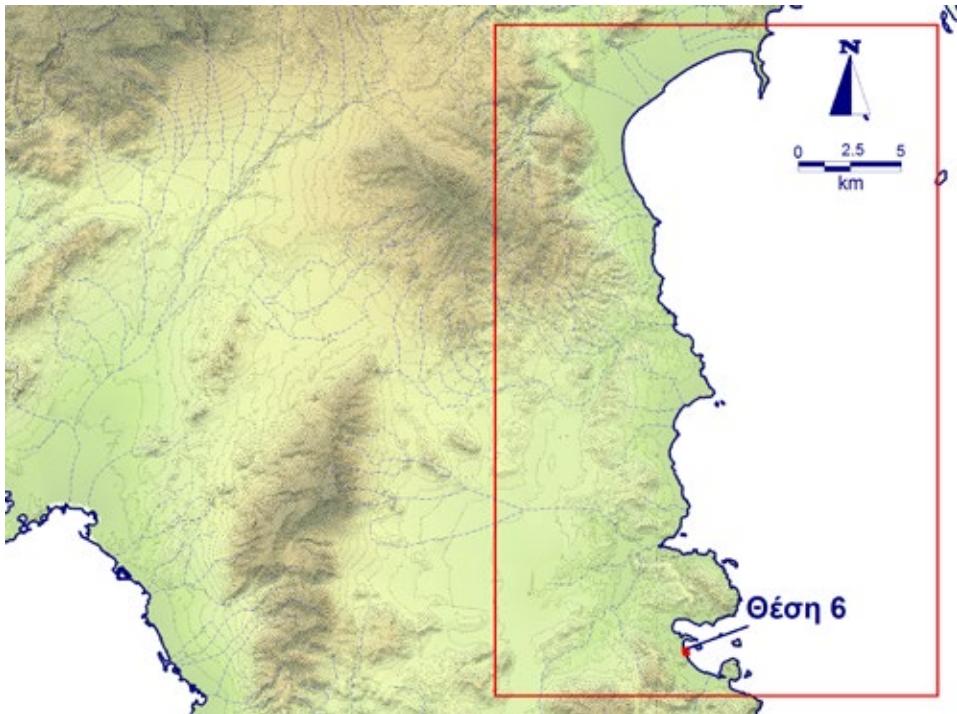
Πίνακας 21: Ορυκτολογική ανάλυση κόκκων ασβεστίτη						
Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %		Compound %	Nos. of ions
Ca K	ED	35.51	48.01	CaO	49.68	3.83
Mn K	ED	0.57	0.56	MnO	0.73	0.04
O		14.81	50.16			4
Total		51.55	100		50.41	

Πίνακας 22: Ορυκτολογική ανάλυση συγκολλητικού υλικού						
Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %		Compound %	Nos. of ions
Na K	ED	0.32	0.7	Na ₂ O	0.43	0.06
Mg K	ED	4.34	9.07	MgO	7.19	0.73
Si K	ED	0.19	0.35	SiO ₂	0.41	0.03
Ca K	ED	31.2	39.58	CaO	43.65	3.17
O		15.74	50.01			4
Total		51.99	100		51.68	

5.6 Θέση 6: Πόρτο Ράφτη

5.6.1 Γεωμορφολογικές Παρατηρήσεις

Η παραλία στην θέση 6 βρίσκεται επί της Λεωφόρου της Αγίας Μαρίνας, στο Πόρτο Ράφτη (Εικόνα 58). Έχει προσανατολισμό σχεδόν B-N και εκτείνεται σε μήκος περίπου 200 m.



Εικόνα 58: Η θέση 6 στην περιοχή μελέτης.

Κατά μήκος της παραλίας οι ακτόλιθοι αναπτύσσονται σε μια ζώνη μήκους 170 m (Εικόνα 59), παράλληλα προς την ακτή και παρουσιάζουν μέση κλίση περίπου 4°. Η εμφάνιση τους διακόπτεται στην προβλήτα, που βρίσκεται στο νότιο τμήμα της παραλίας. Το μέγιστο πλάτος τους φτάνει τα 19 m και εκτείνονται από τα 8,5 cm πάνω από τη στάθμη της θάλασσας μέχρι το βάθος των 1,5 m. Το μέγιστο πάχος τους φτάνει τα 40 cm στις πιο καλοδιατηρημένες θέσεις, ενώ όπου οι ακτόλιθοι έχουν υποστεί διάβρωση, το πάχος τους φτάνει τα 17-20 cm. Οι ακτόλιθοι εμφανίζονται διαβρωμένοι, με αύλακες και έγκοιλα και παρουσιάζονται σε ορισμένες θέσεις σπασμένοι σε πλάκες, στο υποθαλάσσιο τμήμα τους (Εικόνα 60).

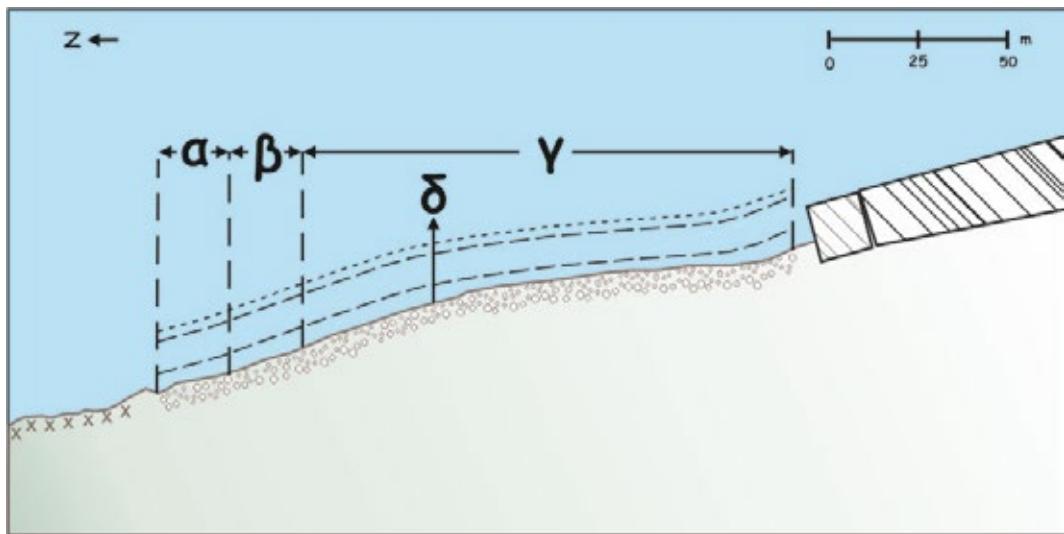


Εικόνα 59: Οι ακτόλιθοι της Αγίας Μαρίνας.



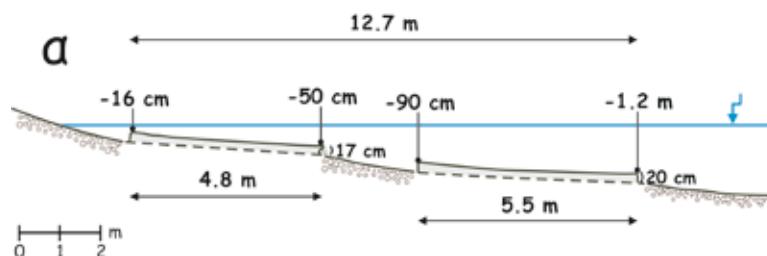
Εικόνα 60: Υποθαλάσσια φωτογραφία των ακτόλιθων, σπασμένοι σε πλάκες, σε βάθος περίπου 1 m.

Κατά μήκος της παραλίας (θέση 6) καταγράφηκαν 4 επιμέρους ενότητες (Εικόνα 61), κατά την χαρτογράφηση των ακτόλιθων, οι οποίες παρουσιάζονται σχηματικά παρακάτω (Εικόνα 62, Εικόνα 64, Εικόνα 65, Εικόνα 66).

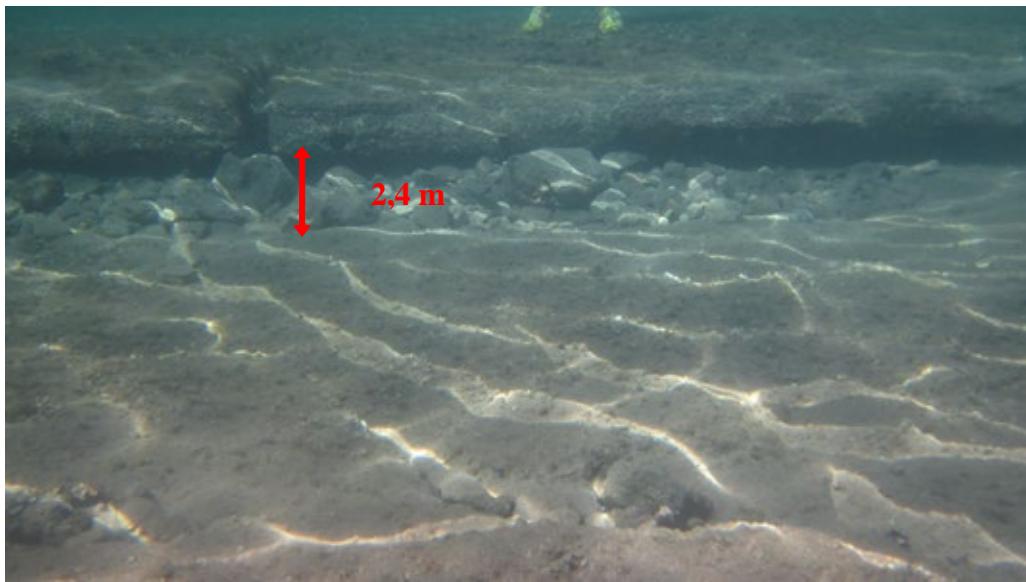


Εικόνα 61: Κάτοψη της θέσης 6, στο Πόρτο Ράφτη, όπου φαίνονται οι επιμέρους τομές που διακρίθηκαν.

Από τα Β προς τα Ν της παραλίας, οι ακτόλιθοι εκτείνονται από το βάθος των 16 cm και φτάνουν μέχρι βάθος στα 1,2 m κάτω από την στάθμη της θάλασσας (Εικόνα 62). Το συνολικό τους πλάτος φτάνει τα 12,7 m, αλλά δεν εμφανίζονται ως μια ενιαία σειρά. Χωρίζονται σε δύο επιμέρους τεμάχη-πλάκες, με πλάτος 4,8 m και 5,5 m αντίστοιχα (Εικόνα 63). Η πρώτη πλάκα εκτείνεται από το βάθος των 16 cm μέχρι τα 60 cm κάτω από την στάθμη της θάλασσας και έχει κλίση περίπου 4°. Παρουσιάζει υποσκαφή στο άκρο της ενώ το πάχος μετρήθηκε στα 17 cm. Στην συνέχεια, μεσολαβεί ένα διάστημα περίπου 2,4 m με κροκάλες. Η δεύτερη πλάκα εκτείνεται από το βάθος των 90 cm έως τα 1,2 m κάτω από τη στάθμη της θάλασσας, με κλίση περίπου 3,2°, ενώ το πάχος της μετρήθηκε στα 20 cm.

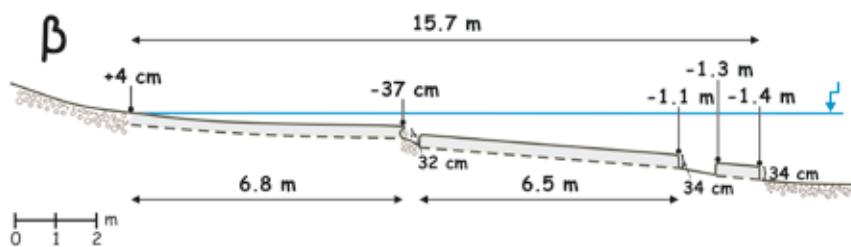


Εικόνα 62: Τα χαρακτηριστικά των ακτόλιθων, στο τμήμα α της παραλίας.



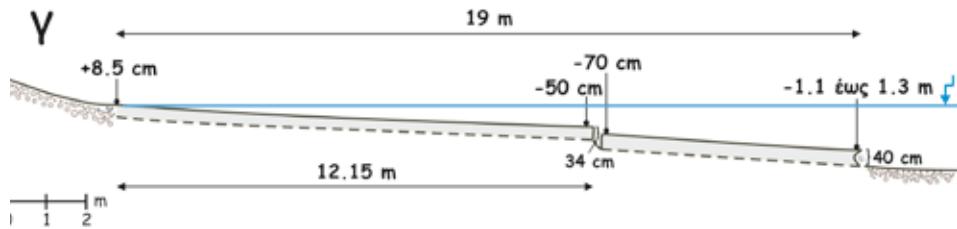
Εικόνα 63: Υποθαλάσσια φωτογραφία από το τμήμα α, όπου φαίνονται οι ακτόλιθοι σπασμένοι σε δυο επιμέρους πλάκες.

Στην συνέχεια, προχωρώντας νοτιότερα, οι ακτόλιθοι παρουσιάζονται με συνολικό πλάτος 15,7 m και εκτείνονται από τα 4 cm πάνω από τη στάθμη της θάλασσας μέχρι μέγιστο βάθος 1,4 m (Εικόνα 64). Σε αυτό το τμήμα, οι ακτόλιθοι έχουν σπάσει σε τρεις επιμέρους πλάκες, με πλάτος 6,8 m, 6,5 m και 1,1 m αντίστοιχα. Η πρώτη πλάκα εκτείνεται από τα 4 cm πάνω από τη στάθμη της θάλασσας και φτάνει τα -37 cm. Οι ακτόλιθοι είναι υποσκαμένοι, έχουν πάχος 32 cm, ενώ η κλίση τους είναι 3,4°. Η συνέχεια τους διακόπτεται για ένα μικρό τμήμα πλάτους 40 cm, το οποίο αποτελείται από κροκάλες. Η δεύτερη πλάκα φτάνει τα 1,1 m κάτω από τη στάθμη της θάλασσας. Σε αυτό το τμήμα, οι ακτόλιθοι έχουν πάχος 34 cm. Η τρίτη πλάκα φτάνει σε βάθος 1,4 m και έχει πάχος 34 cm.



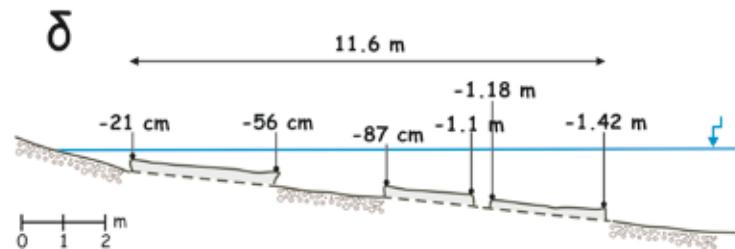
Εικόνα 64: Τα χαρακτηριστικά των ακτόλιθων, στο τμήμα β της παραλίας.

Προς το τέλος της εμφάνισής τους, οι ακτόλιθοι εκτείνονται σε μήκος 19 m, το οποίο αποτελεί και το μέγιστο που παρατηρήθηκε σε αυτή τη θέση και χωρίζονται σε δυο επιμέρους πλάκες (Εικόνα 65). Το πρώτο τμήμα εκτείνεται από τα 8,5 cm πάνω από τη στάθμη της θάλασσας και φτάνει σε βάθος 50 cm, με πλάτος 12,15 m. Η κλίση τους φτάνει τις 2,8° και το πάχος τους μετρήθηκε στα 34 cm. Η δεύτερη πλάκα εμφανίζεται σε βάθος από τα 70 cm μέχρι τα 1,3 m, με πλάτος 6,8 m. Παρουσιάζει υποσκαφή και το πάχος μετρήθηκε στα 40 cm.

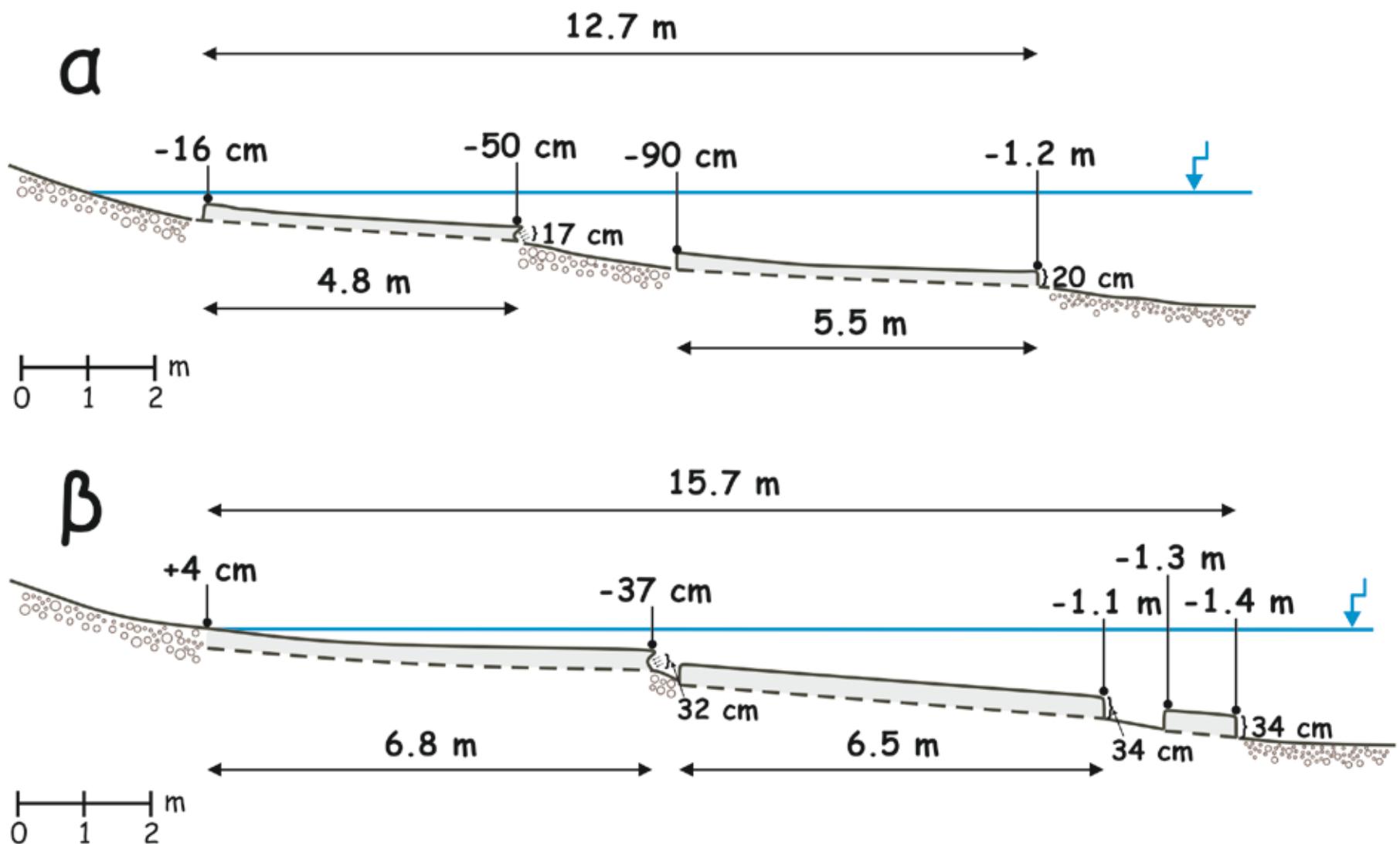


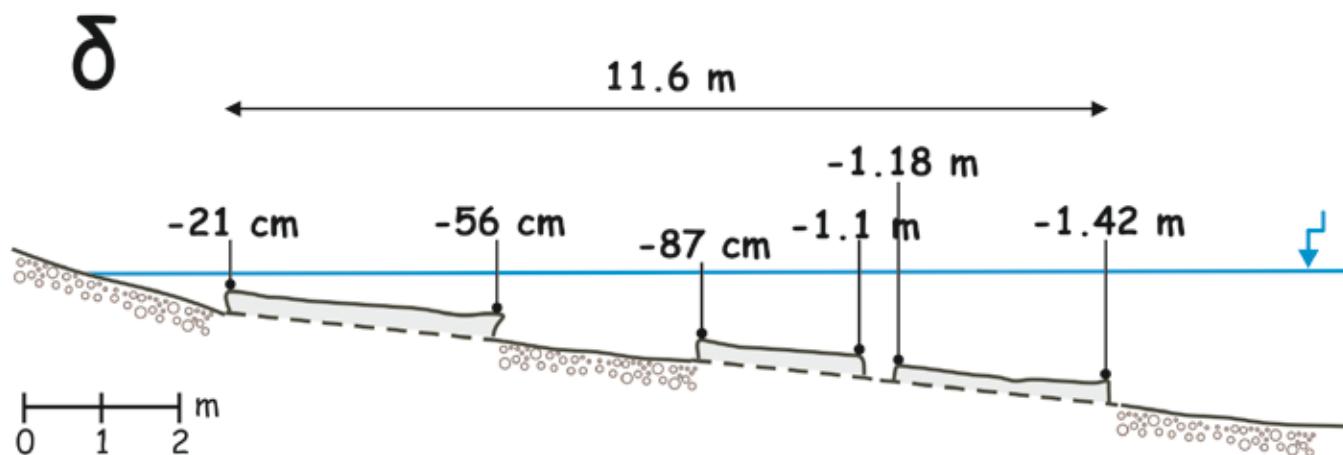
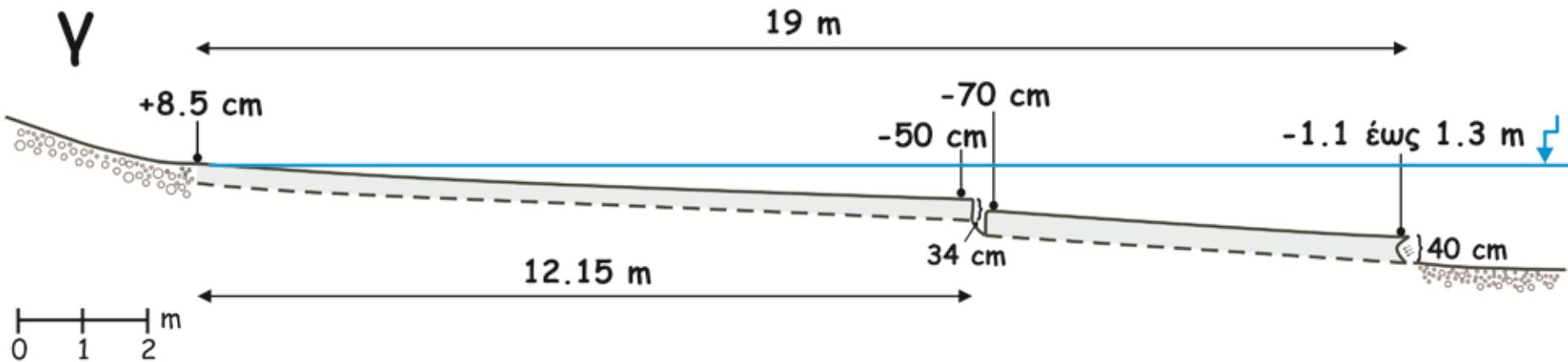
Εικόνα 65: Τα χαρακτηριστικά των ακτόλιθων, στο τμήμα γ της παραλίας.

Τέλος, κατά μήκος της παραλίας καταγράφηκε άλλη μια τομή, η οποία όμως παρατηρήθηκε μόνο σε μια συγκεκριμένη θέση (Εικόνα 66). Οι ακτόλιθοι παρουσιάζουν το μικρότερο συνολικό πλάτος που καταγράφηκε στην παραλία, 11,6 μ και είναι σπασμένοι σε τρεις επιμέρους πλάκες, με πλάτος 3,6 m, 2,1 m και 2,8 m αντίστοιχα. Παρουσιάζουν μεγαλύτερη κλίση $5,5^{\circ}$ συγκριτικά με τις υπόλοιπες θέσεις και εμφανίζονται σε βάθη από 21 cm μέχρι τα 1,42 m.



Εικόνα 66: Τα χαρακτηριστικά των ακτόλιθων, στην θέση δ της παραλίας.





Κατά την εργασία υπαίθρου καταγράφηκαν επιπλέον οι αύλακες που παρατηρήθηκαν στους ακτόλιθους. Καταγράφηκαν συνολικά 32 αύλακες με πλάτος που κυμαίνεται από 1 cm έως 6 cm και διεύθυνση παράλληλη, διαγώνια ή εγκάρσια στην ακτογραμμή, οι οποίες φαίνονται στον Πίνακας 23.

a/a	Αύλακες (cm)	Διεύθυνση (°)
1	3	90
2	2	90
3	3	90
4	3	90
5	3	90
6	1	90
7	2	90
8	2	90
9	2	90
10	2	90
11	2	90
12	2,5	90
13	3	90
14	1,5	90
15	2,5	90
16	2	90
17	3	90
18	5	90
19	2,5	90
20	2,5	90
21	6	90
22	1,5	0
23	1,5	0
24	2	0
25	3	0
26	3	0
27	5	45
28	2	45
29	2	45
30	1	45
31	1	45
32	2	45

Πίνακας 23: Στοιχεία των αυλάκων που καταγράφηκαν στους ακτόλιθους της θέσης 6.

Σύμφωνα με την επεξεργασία των στοιχείων, το 53,1% των αυλάκων παρουσιάζει πλάτος μέχρι 2 cm, ενώ αύλακες με πλάτος 2-4 cm εμφανίζονται με ποσοστό 37,5%. Τέλος, το ποσοστό των αυλάκων με πλάτος 4-6 cm είναι 9,4% (Πίνακας 24, Διάγραμμα 7).

Αύλακες	Συχνότητα (%)
0-2	53,1
2-4	37,5
4-6	9,4

Πίνακας 24: Συχνότητα πλάτους των αυλάκων.

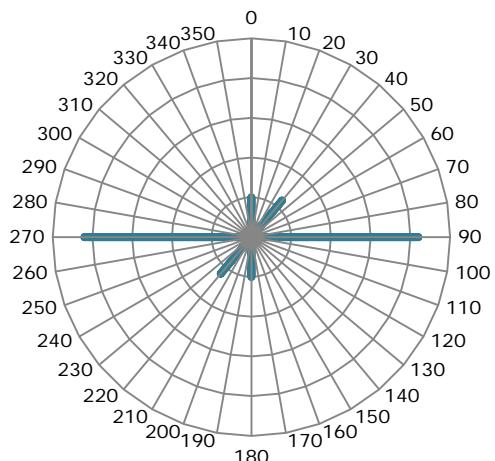
Κατανομή πλάτους αυλάκων



Διάγραμμα 7: Κατανομή του πλάτους των αυλάκων στους ακτόλιθους της Αγίας Μαρίνας.

Από τις παρατηρήσεις στην διεύθυνση των αυλάκων, προέκυψε ότι ο κύριος προσανατολισμός τους είναι εγκάρσια στην ακτογραμμή, ενώ σπανιότερα αναπτύσσονται παράλληλα και διαγώνια (Διάγραμμα 8).

Συνολικά, στους ακτόλιθους της θέσης 6 εμφανίζονται συχνότερα οι αύλακες εγκάρσια στην ακτογραμμή, οι οποίες παρουσιάζουν το μεγαλύτερο μέσο πλάτος, 2,6 cm. Οι παράλληλες και διαγώνιες αύλακες είναι σπανιότερες και παρουσιάζουν μέσο πλάτος περίπου 2,2 cm.

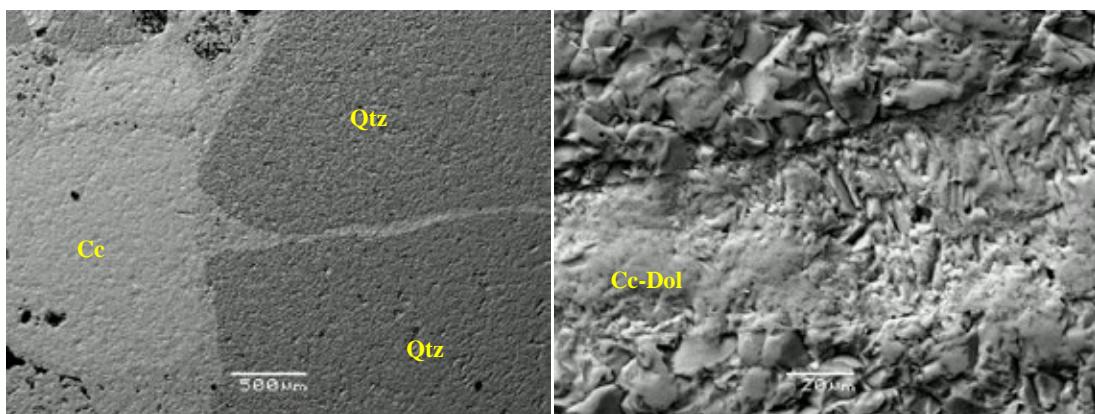


Διάγραμμα 8: Προσανατολισμός των αυλάκων στους ακτόλιθους της Αγίας Μαρίνας.

5.6.2 Ορυκτολογικές Παρατηρήσεις

Το δείγμα για ορυκτολογική εξέταση από τους ακτόλιθους στο Πόρτο Ράφτη συλλέχθηκε από βάθος 1,2 m.

Οι ακτόλιθοι αποτελούνται κυρίως από κόκκους χαλαζία ενώ παρατηρήθηκαν και κόκκοι ασβεστίτη. Το συγκολλητικό υλικό είναι ανθρακικό και χαρακτηρίζεται από την παρουσία Mg σε ποσοστά 5,89 – 6,38%. Όπως και σε προηγούμενες θέσεις, στο συγκολλητικό υλικό παρατηρήθηκε Na σε ποσοστό περίπου 0, 4%, το οποίο οφείλεται σε εμπλουτισμό λόγω του θαλασσινού νερού. Επιπλέον παρατηρήθηκε και SiO_2 σε μικρά ποσοστά της τάξης των 0, 5%.



Εικόνα 67: α) Κόκκοι χαλαζία και ασβεστίτη με ανθρακικό συγκολλητικό υλικό, β) Μεγέθυνση στο συγκολλητικό υλικό των ακτόλιθων.

Πίνακας 25: Ορυκτολογική ανάλυση κόκκων χαλαζία						
Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %		Compound %	Nos. of ions
Si K	ED	48.21	33.47	SiO ₂	99	2.01
O		54.74	66.73			4
Total		102.66	100		99	

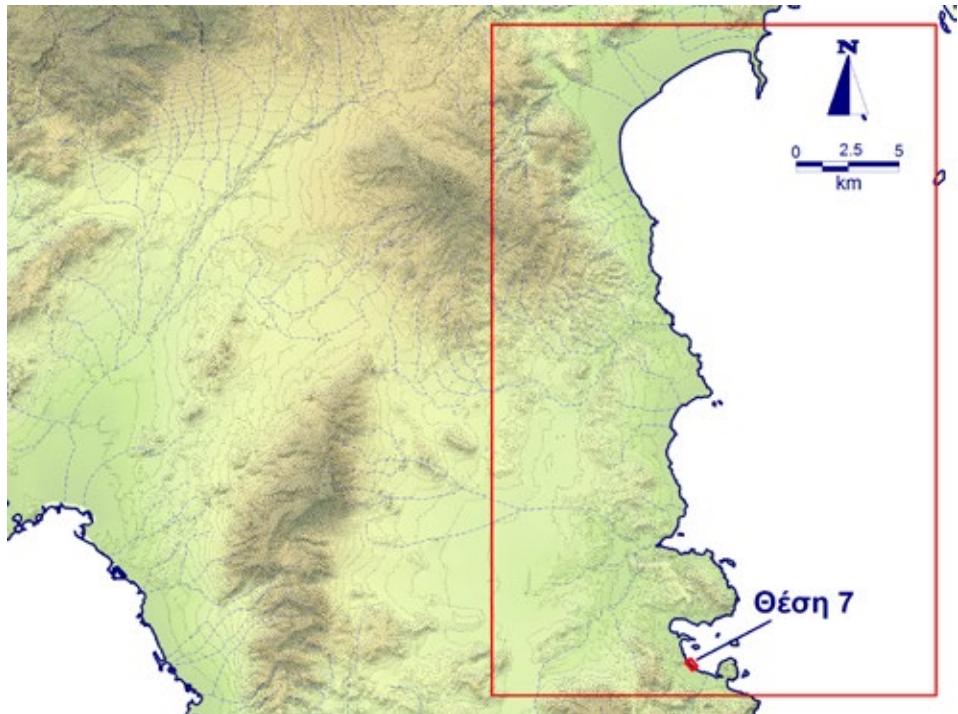
Πίνακας 26: Ορυκτολογική ανάλυση κόκκων ασβεστίτη						
Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %		Compound %	Nos. of ions
Ca K	ED	35.72	49.55	CaO	49.98	3.95
O		14.42	50.12			4
Total		50.31	100		49.98	

Πίνακας 27: Ορυκτολογική ανάλυση συγκολλητικού υλικού						
Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %		Compound %	Nos. of ions
Na K	ED	0.35	0.8	Na ₂ O	0.47	0.06
Mg K	ED	3.85	8.31	MgO	6.38	0.67
K K	ED	0.18	0.23	K ₂ O	0.21	0.02
Ca K	ED	31.16	40.8	CaO	43.6	3.28
O		15.19	49.82			4
Total		50.67	100		50.66	

5.7 Θέση 7: Πόρτο Ράφτη – Παραλία Αγίας Μαρίνας.

5.7.1 Γεωμορφολογικές Παρατηρήσεις

Η παραλία της Αγίας Μαρίνας βρίσκεται επί της λεωφόρου Αυλακιού, βόρεια από το ακρωτήρι Κορώνη (Εικόνα 68). Έχει προσανατολισμό ΒΔ – ΝΑ και εκτείνεται σε μήκος περίπου 800 m.



Εικόνα 68: Η παραλία της Αγίας Μαρίνας στην περιοχή μελέτης.

Οι ακτόλιθοι στην θέση 7, δεν εμφανίζονται καθ’ όλο το μήκος της παραλίας, αλλά αναπτύσσονται σε μια ζώνη μήκους περίπου 500 m (Εικόνα 69). Είναι παράλληλοι στην ακτογραμμή και παρουσιάζουν μια μέση κλίση $5,1^\circ$. Το μέγιστο πλάτος τους φτάνει τα 18,7 m και εκτείνονται από τα +16 cm μέχρι το βάθος των 1,8 m. Το πάχος τους μετρήθηκε στα 60 cm στις πιο καλο-διατηρημένες θέσεις, ενώ όπου είχε υποστεί διάβρωση, φτάνει στα 36 cm. Οι ακτόλιθοι εμφανίζονται διαβρωμένοι, με αύλακες και σε κάποιες θέσεις είναι σπασμένοι σε επιμέρους πλάκες στο υποθαλάσσιο τμήμα τους (Εικόνα 70).

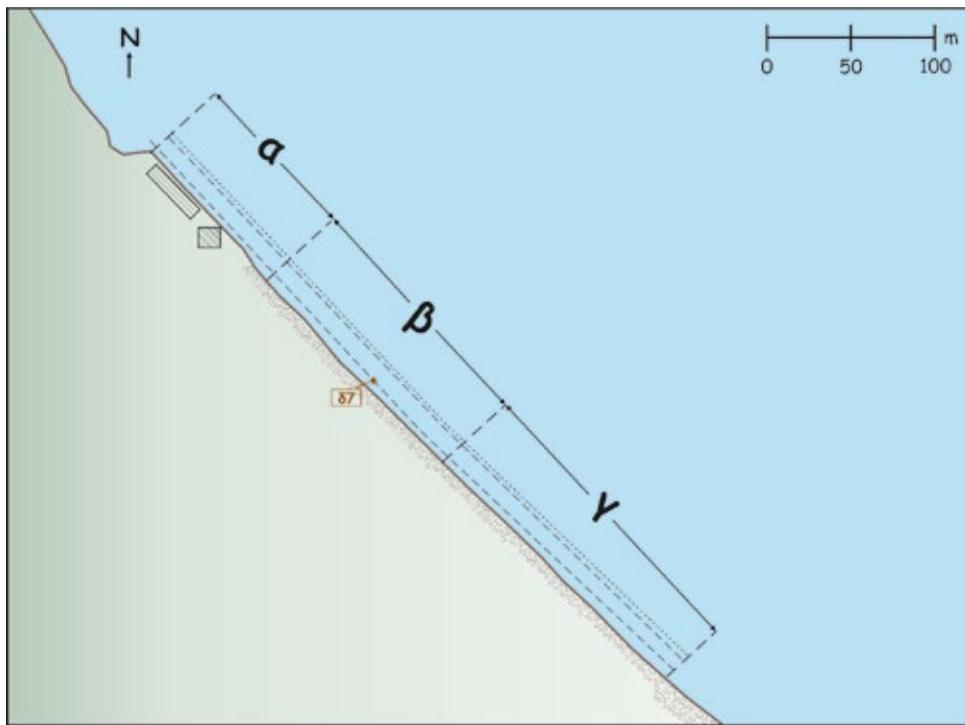


Εικόνα 69: Οι ακτόλιθοι στη θέση 7, στην παραλία της Αγίας Μαρίνας.



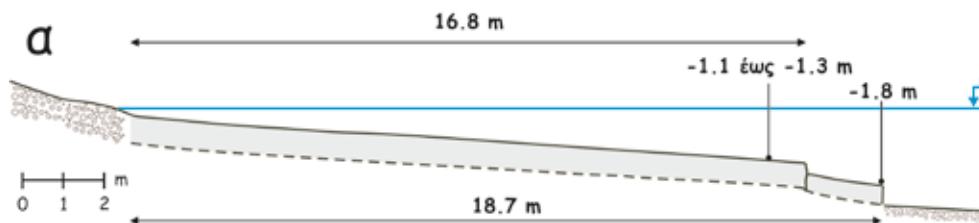
Εικόνα 70: Υποθαλάσσιοι ακτόλιθοι σπασμένοι σε πλάκες.

Κατά μήκος της παραλίας της Αγίας Μαρίνας, καταγράφηκαν τρεις επιμέρους ενότητες κατά την χαρτογράφηση των ακτόλιθων (Εικόνα 71), οι οποίες παρουσιάζονται σχηματικά παρακάτω (Εικόνα 72, Εικόνα 73, Εικόνα 74).



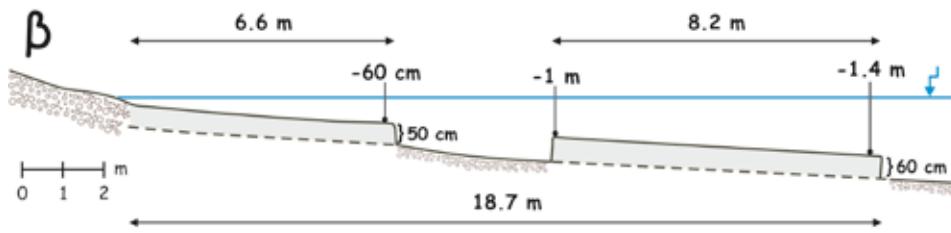
Εικόνα 71: Κάτοψη της παραλίας της Αγίας Μαρίνας, όπου φαίνονται οι επιμέρους τομές που διακρίθηκαν.

Από τα βόρεια της παραλίας, οι ακτόλιθοι εκτείνονται περίπου από τη στάθμη της θάλασσας μέχρι το βάθος των -1.8 m (Εικόνα 72). Το συνολικό τους πλάτος φτάνει τα 18,7 m ωστόσο δεν εμφανίζονται ενιαίοι, αλλά είναι σπασμένοι σε δύο επιμέρους πλάκες, με πλάτος 16,8 και 1,9 αντίστοιχα. Η πρώτη πλάκα εκτείνεται από τη στάθμη της θάλασσας έως τα 1,1-1,3 m κάτω από τη στάθμη της θάλασσας, με κλίση 4,3°, ενώ η δεύτερη φτάνει στο βάθος των -1,8 m.



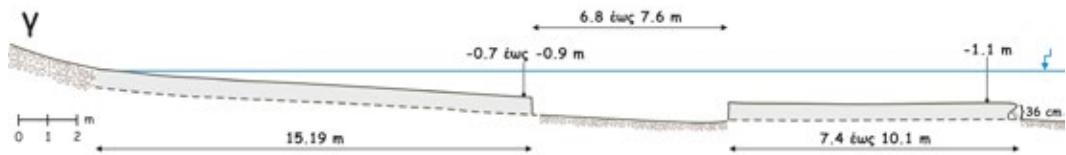
Εικόνα 72: Τα χαρακτηριστικά των ακτόλιθων, στην ενότητα α.

Νοτιότερα, οι ακτόλιθοι εμφανίζονται με συνολικό πλάτος 18,7 m και εκτείνονται από τη στάθμη της θάλασσας μέχρι το βάθος των 1.4 m (Εικόνα 73). Σε αυτή την ενότητα, οι ακτόλιθοι είναι σπασμένοι σε δύο επιμέρους πλάκες με πλάτος 6,6 m και 8,2 m αντίστοιχα. Η πρώτη πλάκα εκτείνεται από τη στάθμη της θάλασσας μέχρι το βάθος των 60 cm, με κλίση περίπου 3,5°, ενώ το πάχος της μετρήθηκε στα 50 cm. Στην συνέχεια μεσολαβεί ένα αμμώδες τμήμα για περίπου 3,8 m. Η δεύτερη πλάκα εκτείνεται από το -1 m μέχρι τα -1,4 m, με κλίση περίπου 2,8°, ενώ το πάχος της μετρήθηκε στα 60 cm.

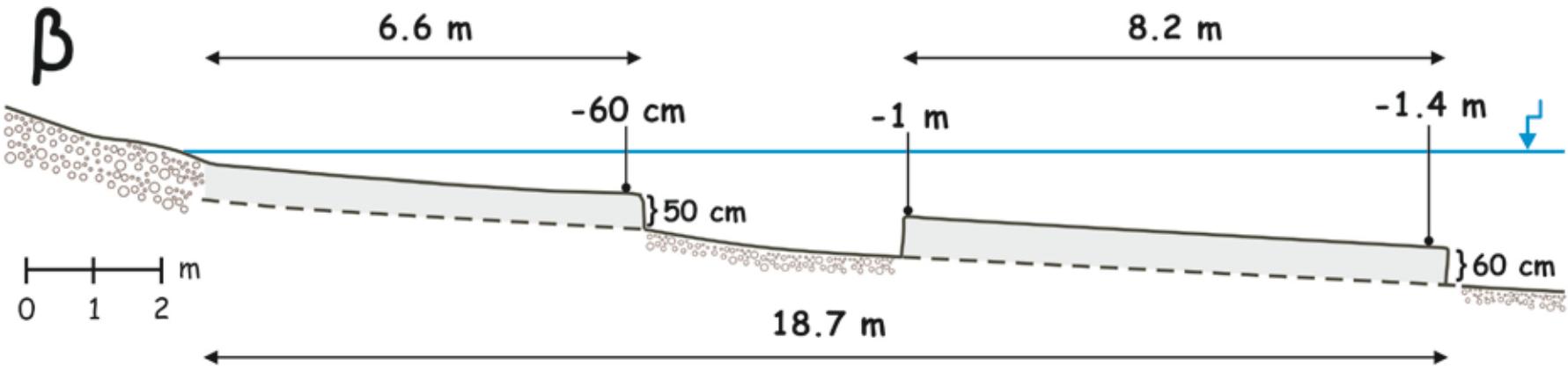
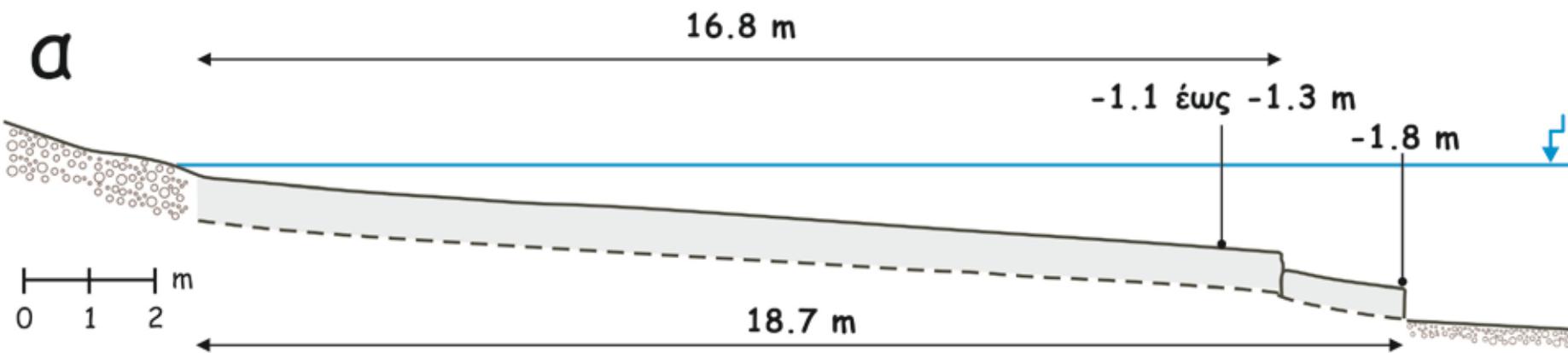


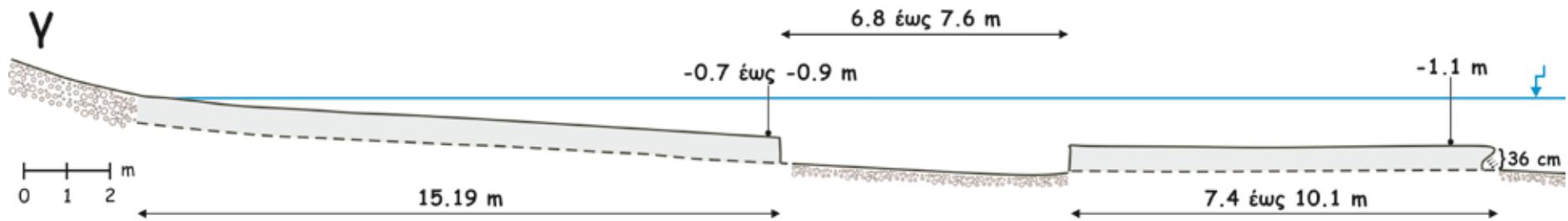
Εικόνα 73: Τα χαρακτηριστικά των ακτόλιθων, στην ενότητα β.

Προς το τέλος της εμφάνισής τους, οι ακτόλιθοι χωρίζονται σε δυο επιμέρους πλάκες (Εικόνα 74). Η πρώτη πλάκα έχει πλάτος 15,2 m και εκτείνεται από τη στάθμη της θάλασσας μέχρι το βάθος των 0,7-0,9 m, με κλίση περίπου 3° . Στην συνέχεια μεσολαβεί ένα αμμώδες τμήμα πλάτους 6,8-7,6 m. Η δεύτερη πλάκα έχει πλάτος 7,4 έως 10,1 m και φτάνει το μέγιστο βάθος των 1,1 m. Παρουσιάζει υποσκαφή και το πάχος της μετρήθηκε στα 36 cm.



Εικόνα 74: Τα χαρακτηριστικά των ακτόλιθων, στην ενότητα γ.





Κατά την εργασία υπαίθρου καταγράφηκαν επιπλέον και οι αύλακες που παρατηρήθηκαν στους ακτόλιθους της θέσης 7. Συνολικά, καταγράφηκαν 66 αύλακες με πλάτος που κυμαίνεται από 0,5 cm έως 28 cm και διεύθυνση εγκάρσια, παράλληλα ή διαγώνια στην ακτογραμμή, οι οποίες παρουσιάζονται στον παρακάτω πίνακα (Πίνακας 28).

a/a	Αύλακες (cm)	Διεύθυνση (°)
1	28	90
2	5	90
3	5,5	90
4	2	90
5	20	90
6	7	90
7	20	90
8	5	90
9	7	90
10	1,5	90
11	6,75	0
12	3	90
13	6	90
14	8,5	90
15	7	90
16	3	45
17	8	90
18	4	0
19	10	0
20	7	90
21	2,5	90
22	6	90
23	6,5	90
24	5,5	0
25	3,5	0
26	8	90
27	12	90
28	14	90
29	6,5	0
30	9	90
31	5	90
32	9,5	90
33	6	90
34	5	90
35	11	90
36	8,5	60
37	6	90
38	6	90

39	13	15
40	1	90
41	0,5	90
42	5,5	90
43	5	90
44	12	90
45	10	90
46	2	0
47	5	90
48	2	0
49	5	90
50	5	0
51	4	90
52	8	45
53	4,5	90
54	6	90
55	8	90
56	11	90
57	3	90
58	3	90
59	2,5	90
60	14	90
61	10	90
62	5	90
63	8	0
64	5	90
65	3,5	90
66	11	90

Πίνακας 28: Τα στοιχεία των αυλάκων στην θέση 7.

Από την επεξεργασία των δεδομένων προέκυψε ότι συχνότερες είναι οι αύλακες με πλάτος 4-6 cm με ποσοστό 30,3%, ενώ ακολουθούν αυτές με πλάτος 6-8 cm. Οι αύλακες με πλάτος μεγαλύτερο από 12 cm εμφανίζονται με συχνότητα 9,1% (Πίνακας 29, Διάγραμμα 9).

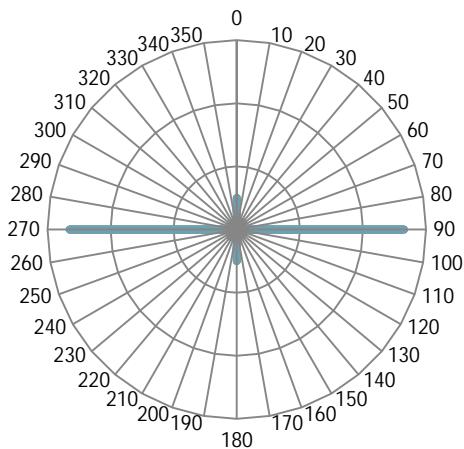
Πλάτος αυλάκων (cm)	Συχνότητα (%)
0-2	9,09
2-4	15,15
4-6	30,30
6-8	18,18
8-10	10,61
10-12	7,58
>12	9,1

Πίνακας 29: Συχνότητα πλάτους των αυλάκων στη θέση 7.



Διάγραμμα 9: Κατανομή του πλάτους των αυλάκων στους ακτόλιθους της θέσης 7.

Ο κύριος προσανατολισμός των αυλάκων είναι εγκάρσια στην ακτογραμμή, ενώ σπανιότερα προσανατολίζονται παράλληλα. Συνολικά, οι εγκάρσιες αύλακες είναι συχνότερες παρουσιάζοντας μέσο πλάτος 7,3 cm. Ακολουθούν οι παράλληλες σε σαφώς μικρότερη συχνότητα με μέσο πλάτος 5,3 cm ενώ οι διαγώνιες είναι σπάνιες, παρουσιάζοντας ωστόσο το μεγαλύτερο μέσο πλάτος 8 cm.

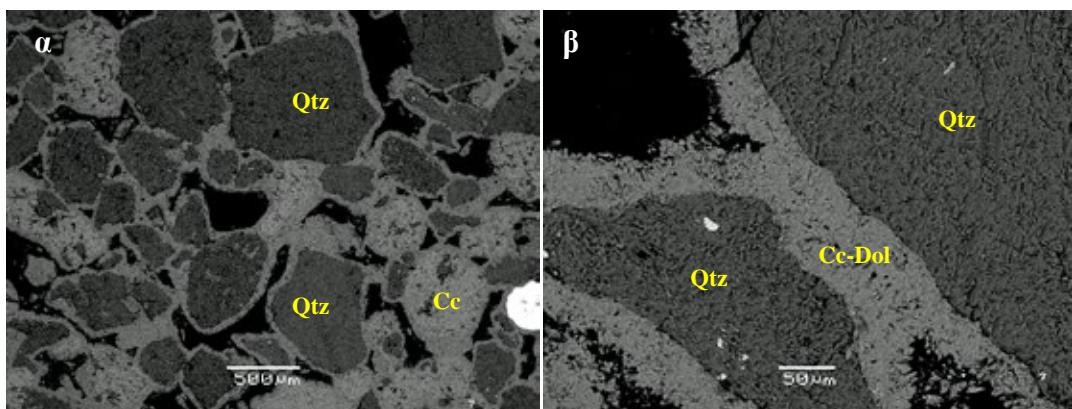


Διάγραμμα 10: Προσανατολισμός των αυλάκων στους ακτόλιθους της θέσης 7.

5.7.2 Ορυκτολογικές Παρατηρήσεις

Η λεπτή τομή που κατασκευάστηκε από το δείγμα της Αγίας Μαρίνας μελετήθηκε και αναλύθηκε στο ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης (SEM) του Τομέα Οικονομικής Γεωλογίας και Γεωχημείας.

Οι ακτόλιθοι αποτελούνται κυρίως από κόκκους χαλαζία ενώ ασβεστίτης παρουσιάζεται σε μικρότερο ποσοστό. Το συγκολλητικό υλικό του δείγματος είναι ανθρακικό και χαρακτηρίζεται από την παρουσία Mg σε ποσοστό περίπου 6%. Αξίζει να αναφερθεί ότι και σε αυτή την θέση εντοπίστηκε SiO₂ στο συγκολλητικό υλικό, σε μικρό ποσοστό της τάξης των 0,3%.



Εικόνα 75: Εικόνες από την λεπτή τομή των ακτόλιθων στην θέση 7. α) Γενική εικόνα του δείγματος, β) Μεγέθυνση στο συγκολλητικό υλικό μεταξύ κόκκων χαλαζία.

Πίνακας 30: Ορυκτολογική ανάλυση κόκκων χαλαζία						
Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %		Compound %	Nos. of ions
Si K	ED	41.17	33.32	SiO ₂	99	2
Ca K	ED	-0.04*	-0.03*	CaO	0	0.00*
O		46.92	66.66			4
Total		88.1	100		99	

Πίνακας 31: Ορυκτολογική ανάλυση κόκκων αεριούσιτης						
Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %		Compound %	Nos. of ions
Mg K	ED	0.12	0.3	MgO	0.2	0.02
Ca K	ED	32.21	49.7	CaO	45.06	3.98
O		12.93	50			4
Total		45.26	100		45.26	

Πίνακας 33: Ορυκτολογική ανάλυση κόκκου πλούσιου σε Fe						
Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %		Compound %	Nos. of ions
Mg K	ED	0.46	0.88	MgO	0.75	0.07
Si K	ED	0.93	1.55	SiO ₂	1.99	0.12
Ca K	ED	0.3	0.36	CaO	0.43	0.03
Fe K	ED	55.06	46.22	FeO	70.84	3.64
O		17.35	50.85			4.01
Total		74.15	100		74.01	

Πίνακας 32: Ορυκτολογική ανάλυση συγκριτικών						
Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %		Compound %	Nos. of ions
Mg K	ED	3.6	8.11	MgO	5.97	0.64
Si K	ED	0.13	0.25	SiO ₂	0.27	0.02
S K	ED	0.22	0.37	SO ₄	0.65	0.03
Ca K	ED	29.57	40.43	CaO	41.38	3.19
O		14.77	50.58			3.99
Total		48.52	100		48.27	

Κεφάλαιο 6

Μεταβολές στάθμης θάλασσας στην Ανατολική Αττική

6. Μεταβολές στάθμης θάλασσας στην Ανατολική Αττική

Σύμφωνα με την καμπύλη μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης των Lambeck and Purcell (2005), η στάθμη της θάλασσας στην ευρύτερη περιοχή της Βραυρώνας βρισκόταν στα -5.5 m στα 6000 χρόνια πριν από σήμερα και στα -0.9 m στα 2000 χρόνια πριν από σήμερα. Κατά την διάρκεια των τελευταίων 6000 χρόνων, η θαλάσσια στάθμη με ρυθμό που εκτιμάται στα 0,92 mm/y (Triantaphyllou et al., 2010).

Σύμφωνα με τους Triantaphyllou et al. (2010) και Pavlopoulos (2010), για την περιοχή της Βραυρώνας, ο ρυθμός μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης τα τελευταία 3462 χρόνια εκτιμάται σε περίπου 0,49 mm/yr, με βάση τη χρονολόγηση ενός ορίζοντα τύρφης (3462 ± 105 χρόνια B.P.) σε βάθος 1,7 m κάτω από την στάθμη της θάλασσας. Επιπλέον, με βάση τις ηλικίες της ραδιοχρονολόγησης σε θαλάσσια γαστερόποδα (*Myrex* sp.) που βρέθηκαν σε ρηχά θαλάσσια ιζήματα, ο ρυθμός ανόδου της θαλάσσιας στάθμης τα τελευταία 4709 χρόνια εκτιμάται σε περίπου 0,69 mm/yr (Triantaphyllou et al., 2010, Pavlopoulos, 2010). Οι Lambeck and Purcell (2005) εκτιμούν τον ρυθμό ανόδου της θαλάσσιας στάθμης τα τελευταία 6000 χρόνια στα 0,83 mm/yr και στα 0,67 mm/yr για τα τελευταία 3000 χρόνια. Αυτή η διαφορά αποδίδεται στο γεγονός ότι ο ρυθμός της τεκτονικής ανύψωσης είναι λίγο υψηλότερος από τον ρυθμό ανόδου της θαλάσσιας στάθμης (Triantaphyllou et al., 2010; Pavlopoulos, 2010).

Σύμφωνα με τους Pavlopoulos et al. (2006), οι πέντε κύριοι ορίζοντες τύρφης που σχηματίστηκαν στα 5250 ± 60 , 4706 ± 60 , 3800 ± 70 , 2589 ± 60 και 1252 ± 40 χρόνια πριν από σήμερα, κατά την πλήρωση του όρμου του Μαραθώνα με ίζημα, καταγράφουν την συνεχή σχετική άνοδο της θαλάσσιας στάθμης. Η σχετική άνοδος της θαλάσσιας στάθμης, για το χρονικό διάστημα 5250-1252 BP εκτιμάται μεταξύ 2 και 2,5 m (0,50-0,62 mm/yr), ενώ για τα τελευταία 3800 χρόνια φτάνει ένα ρυθμό της τάξης των 0,43 mm/yr (Pavlopoulos et al., 2006). Η σχετική άνοδος της θαλάσσιας στάθμης φαίνεται να είναι μικρότερη σε σχέση με την προβλεπόμενη από το μοντέλο του Lambeck (1995, 1996) για την περιοχή του Μαραθώνα (Pavlopoulos et al., 2006). Στα 6000 χρόνια πριν από σήμερα, η στάθμη της θάλασσας θα έπρεπε να ήταν περίπου 5 m χαμηλότερα από την σημερινή. Επιπλέον, μια παράκτια τύρφη βρέθηκε στα -3,5 m, στην περιοχή της Ερέτριας και χρονολογείται στα 4200 cal BP (3810 ± 110 ^{14}C BP) (Καμπούρογλου, 1989). Στην περιοχή του Μαραθώνα, μια τύρφη κοντά στην παραπάνω ηλικία βρέθηκε σε βάθος -1,6 m κάτω από την σημερινή στάθμη θάλασσας (Pavlopoulos et al., 2006). Επομένως, η μικρή φαινομενική βύθιση, σε ρυθμό χαμηλότερο από τον ισοστατικό, υποδεικνύει ότι η περιοχή υπόκειται σε τεκτονική ανύψωση, αν και σε χαμηλότερους ρυθμούς. Η εκτιμώμενη διαφορά των 1,5-2 m για το διάστημα 5500-1300 BP, δείχνει μια τεκτονική ανύψωση της πεδιάδας του Μαραθώνα, με ρυθμό περίπου 0.4-0.5 mm/year (Pavlopoulos et al., 2006). Ο ρυθμός αυτός είναι λίγο χαμηλότερος από τον προβλεπόμενο των 0,6-0,7 mm/year της σχετικής μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης για τα τελευταία 2000 χρόνια, σύμφωνα με τον Lambeck (1996), εξ' ου και η παράκτια σταθερότητα από τους

Κλασσικούς χρόνους και μετά (Pavlopoulos et al., 2006). Μια ελάττωση του ρυθμού ανόδου της θαλάσσιας στάθμης ή μια αύξηση του ρυθμού της τεκτονικής ανύψωσης θα εξηγούσε αυτή την παρατήρηση (Pavlopoulos et al., 2006). Ωστόσο, τόσο ο προβλεπόμενος ρυθμός όσο και η έλλειψη στοιχείων για έντονη σεισμική δραστηριότητα (Galanopoulos, 1961) υποδηλώνει ότι ο ρυθμός ανόδου της θαλάσσιας στάθμης μάλλον επιβραδυνόταν (Pavlopoulos et al., 2006).

Σύμφωνα όμως με τους Poulos et al. (2009), μετά από εργασία υπαίθρου στην παράκτια ζώνη του Μαραθώνα καθώς και κατά μήκος των παρακείμενων βορειότερων και νοτιότερων ακτών, δεν βρέθηκαν στοιχεία πρόσφατης τεκτονικής ανύψωσης.

Στην Ανατολική Αττική, οι ακτόλιθοι που μελετήθηκαν βρέθηκαν σε μέγιστο βάθος -0,7 m στην περιοχή του Αγίου Παντελεήμονα (θέση 1), -1,1 m στην Νέα Μάκρη (θέση 2), -1,8 στην Αρτέμιδα (θέση 3), -0,6 m στην περιοχή της Χαμολιάς (θέση 4), -1,3 m στην παραλία Καλός Γιαλός (θέση 5), -1,4 m στην θέση 6 στο Πόρτο Ράφτη και -1,8 στην Αγία Μαρίνα (θέση 7).

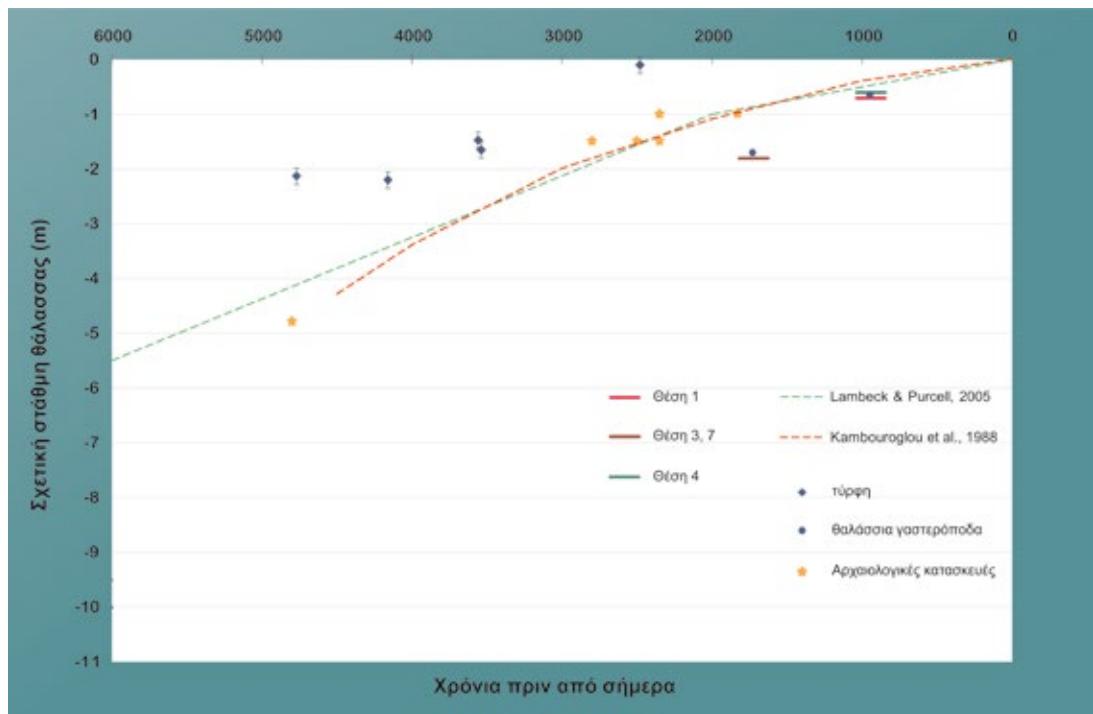
Με βάση τους στρωματογραφικούς, γεωμορφολογικούς και αρχαιολογικούς δείκτες (Πίνακας 34) από τους Pavlopoulos et al. (2006), Triantaphyllou et al. (2010), Kambouroglou et al. (1988) γίνεται μια απόπειρα προσδιορισμού της ηλικίας των υπό μελέτη ακτόλιθων.

Οι ακτόλιθοι της Χαμολιάς (θέση 4) που βρίσκονται σε βάθος -0,6 m και του Αγίου Παντελεήμονα (θέση 1) σε βάθος -0,7 m, αν συσχετιστούν με τις χρονολογήσεις σε θαλάσσια γαστερόποδα (-0,65 m) των Triantaphyllou et al. (2010), έχουν ηλικία περίπου 950 ± 50 BP. Παρομοίως, οι ακτόλιθοι της Αρτέμιδος (θέση 3) και της Αγίας Μαρίνας (θέση 7) που βρίσκονται σε βάθος -1,8 m μπορούν να συσχετιστούν με τα θαλάσσια γαστερόποδα που βρέθηκαν στα -1,7 m, δίνοντάς τους μια ηλικία περίπου 1730 ± 50 BP. Για τους ακτόλιθους στο Πόρτο Ράφτη (θέση 5 και 6) καθώς και στην Νέα Μάκρη (θέση 2) δεν υπάρχουν στοιχεία κοντά στο βάθος τους ώστε να είναι δυνατή η σχετική χρονολόγησή τους.

Τα αποτελέσματα της παραπάνω συσχέτισης απεικονίζονται στο Διάγραμμα 11. Στο διάγραμμα απεικονίζονται τρεις καμπύλες σχετικής μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης. Η καμπύλη των Kampouoglou et al. (1988) βασίζεται σε αρχαιολογικά ευρήματα που βρίσκονται στην παράκτια ζώνη βόρεια και νότια της Χαλκίδας. Σύμφωνα με τους Kampouoglou et al. (1988), στην περιοχή παρατηρείται μια συνεχής βύθιση σε όλες τις θέσεις, ενώ η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης οφείλεται σε ευστατισμό και σε περιορισμένο βαθμό στην τοπική τεκτονική.

Η καμπύλη μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης των Lambeck & Purcell (2005) βασίζεται στην εφαρμογή του παγετο-υδρο-ισοστατικού μοντέλου στην Ανατολική Μεσόγειο. Ωστόσο, η ακρίβεια των αποτελεσμάτων και το εύρος αβεβαιότητας εξαρτάται από τις διακυμάνσεις των κύριων συνιστώσων του μοντέλου, δηλαδή από το γήινο μοντέλο (earth model), το μοντέλο παγοκαλλύματος (ice sheet model) και

από την συνάρτηση όγκος πάγου – ισοδύναμη θαλάσσια στάθμη (Ice-volume equivalent sea-level (esl) function).



Διάγραμμα 11: Καμπύλες μεταβολής στάθμης θάλασσας από διάφορους συγγραφείς και η συσχέτιση των υπό μελέτη ακτόλιθων με διάφορους δείκτες.

Από την προβολή των ακτόλιθων στο διάγραμμα, φαίνεται ότι η ηλικία τους περιορίζεται στα τελευταία 2000 χρόνια. Επιπλέον, η παρούσα έρευνα οδηγεί στο συμπέρασμα ότι η περιοχή μελέτης υπόκειται σε σχετική βύθιση.

Θέση	Δείκτης	Κωδικός δείγματος	X	Y	Βάθος (m)	Συμβατική ¹⁴ C ηλικία ^a (yr BP±σ)	Βαθμονομημένη Ηλικία ^b	Βιβλιογραφία
Βραυρώνα	Θαλάσσιο Γαστερόποδο (Murex sp.)	Beta -242239	24.927	38.084	-0,65	950±50	1434–1645 AD	α
Βραυρώνα	Θαλάσσιο Γαστερόποδο (Murex sp.)	Beta -242240	24.927	38.084	-1,7	1730±40	692–934 AD	α
Πεδιάδα Μαραθώνα	τύρφη	Hv 8547	24.013	38.156	-0,1	2480±60	762-518 AD	β
Πεδιάδα Μαραθώνα	τύρφη	GX-27910	24.013	38.156	-1,47	3560±60	2010-1776 BC	γ
Πεδιάδα Μαραθώνα	τύρφη	GX-27911	24.013	38.156	-1,65	3540±70	1949-1752 BC	γ
Πεδιάδα Μαραθώνα	τύρφη	GX-27913	24.013	38.156	-2,13	4770±50	3541-3385 BC	γ
Πεδιάδα Μαραθώνα	τύρφη	GX-27914	24.013	38.156	-2,2	4160±60	2875-2639 BC	γ
Ανθηδώνα- Νέα Αρτάκη	Βυζαντινά κτίρια				-0,5	1220		δ
Άγιος Νικόλαος	Ρωμαϊκό νεκροταφείο				-1	1830		δ
Χαλκίδα (Άγιος Στέφανος)	κτίρια				-1	2350	350±50 BC	δ
Δήλεσι	Αρχαίο λουτρό				-1,5	2350		δ
Μαγούλα	Παράκτιο νεκροταφείο				-1,5	2490	490±50 BC	δ
Ερέτρια	Λιμενικές κατασκευές				-1,5	2800		δ
Μάνικα	Πρώιμα Ελλαδικά κτίρια				-4,8	4800		δ

Πίνακας 34: Διαθέσιμοι δείκτες μεταβολής θαλάσσιας στάθμης, από την περιοχή μελέτης.

α: Triantaphyllou et al., 2010

β: Baeteman, 1985

γ: Pavlopoulos et al., 2006

δ: Kampouroglou et al., 1988

Κεφάλαιο 7

Συμπεράσματα

7. Συμπεράσματα

- Στα πλαίσια της παρούσας εργασίας, μελετήθηκαν και καταγράφηκαν οι ακτόλιθοι από 7 ακτές της Ανατολικής Αττικής, από τον κόλπο του Μαραθώνα μέχρι το Πόρτο Ράφτη. Συνολικά για την περιοχή μελέτης, οι ακτόλιθοι εκτείνονται από τη στάθμη της θάλασσας μέχρι το μέγιστο βάθος των -1,8 m, το οποίο παρατηρήθηκε στις θέσεις 3 και 7, στην παραλία της Λούτσας και της Αγίας Μαρίνας αντίστοιχα. Στην παραλία της Νέας Μάκρης (θέση 2) καταγράφηκε το μεγαλύτερο πάχος των ακτόλιθων, το οποίο φτάνει κατά θέσεις τα 40 cm.
- Στις παραλίες της Νέας Μάκρης και του Αγίου Παντελεήμονα (θέσεις 1, 2) και σε μικρότερο βαθμό στην παραλία της Αρτέμιδος (θέση 3), εκτεταμένες εμφανίσεις των ακτόλιθων έχουν απομακρυνθεί ή καταστραφεί από ανθρώπινες δραστηριότητες με σκοπό να γίνει πιο προσπελάσιμη η ακτή για τους λουόμενους και να υπάρξει τουριστική ανάπτυξη της περιοχής. Ιδιαίτερα στις παραλίες του Αγίου Παντελεήμονα και της Αρτέμιδος, σε πολλές θέσεις εντοπίστηκαν σπασμένες και μεταφερμένες πλάκες στο υποθαλάσσιο τμήμα της παραλίας.
- Συνολικά για όλους τους υπό μελέτη ακτόλιθους οι πιο συχνά παρατηρούμενες αύλακες προσανατολίζονται εγκάρσια στην ακτογραμμή, ενώ ακολουθούν οι παράλληλες και οι διαγώνιες στην ακτογραμμή.
- Η ορυκτολογική ανάλυση των υπό μελέτη ακτόλιθων έδειξε ότι στους σχηματισμούς κυριαρχούν οι κόκκοι χαλαζία και ακολουθούν οι κόκκοι ασβεστίτη, σε μικρότερο ποσοστό. Το συγκολλητικό υλικό των δειγμάτων χαρακτηρίζεται ως ασβεστιτικό-δολομιτικό, με ποσοστά μαγνησίου (MgO) που κυμαίνεται από 5% έως 7,8%.
- Οι μετρήσεις του ύψους στους υπό μελέτη ακτόλιθους συσχετίστηκαν με διαθέσιμους στρωματογραφικούς, γεωμορφολογικούς και αρχαιολογικούς δείκτες από την ευρύτερη περιοχή. Τα αποτελέσματα της συσχέτισης υποδεικνύουν ότι α) οι ακτόλιθοι της περιοχής μελέτης έχουν σχηματιστεί τα τελευταία 2000 χρόνια και β) η περιοχή βυθίζεται.

Ελληνική Βιβλιογραφία

1. Dermitzakis, M., Michail, C., Mpasiakos, G., Tripolitsiotou, F., 1993. Contribution to the absolute dating of beachrock by the means of the Thermoluminescence technique. 4th National Symposium on Oceanography and Fisheries, Rhodes Island, pp. 259–267 (in Greek with English abstract).
2. Makrykosta, E., Voudoukas, M.I., Velegakis, A.F., Koutsoubas, D., 2006. Structure and dynamics of benthic communities on the upper beachrock occurrences' surface in Vatera Bay (Lesvos Island, Greece). Conference of Ecology and Biodiversity Preservation, Ioannina, Greece(in Greek, with English Abstract).
3. Βουσδούκας, Μ., 2006. Δυναμική ακτών με παρουσία παραλιακών ψαμμιτών. Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αιγαίου, Μυτιλήνη, 231 σελ.
4. Ισσαρης, I., 2003. Προσέγγιση της νεο-τεκτονικής συμπεριφοράς περιοχών με συνδυασμό παρατηρήσεων και μετρήσεων, οριζόντων διάβρωσης βραχωδών ακτών, καταβύθισης των σχηματισμών beach rock και καταβύθισης παράκτιων πολιτιστικών μνημείων. Η περίπτωση του κόλπου της Δόμβραινας (ακτές Β Κορινθιακού κόλπου). 7ο Συμπόσιο Ωκεανογραφίας και Αλιείας, Κρήτη.
5. Καμπούρογλου, Ε., 1989. Ερέτρια. Παλαιογεωγραφική και γεωμορφολογική εξέλιξη κατά το Ολόκαινο. Σχέση φυσικού περιβάλλοντος και αρχαίων οικισμών. Διδακτορική Διατριβή, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, 412 σελ.
6. Παπανικολάου, Δ., Λόζιος, Σ., 1990. Συγκριτική νεοτεκτονική δομή έντονης (Κορινθία) και ασθενούς (Αττική - Κυκλάδες) δραστηριότητας. Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας XXVI, 47-65.
7. Παυλόπουλος, K., 1992. Γεωμορφολογική εξέλιξη της Νότιας Αττικής. Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών, σελ. 390.

Ξένη Βιβλιογραφία

1. Airoldi, L., Abbiati, M., Beck, M.W., Hawkins, S.J., Jonsson, P.R., Martin, D., Moschella, P.S., Sundelöf, A., Thompson, R.C., Åberg, P., 2005. An ecological perspective on the deployment and design of low-crested and other hard coastal defence structures. *Coastal Engineering* 52 (10–11), 1073–1087.
2. Aissaoui, D.M., 1985. Botroydal aragonite and its diagenesis. *Sedimentology* 32, 345–361.
3. Aissaoui, D.M., 1988. Magnesian calcite cements and their diagenesis: dissolution and dolomitization, Muruora Atoll. *Sedimentology* 35, 821–841.
4. Alessio, M., Allegri, L., Antonioli, F., Belluomini, G., Ferranti, L., Imrota, S., Manfra, L., Proposito, A., 1992. Risultati preliminari relativi alla datazione di speleotemi sommersi nelle fasce costiere del Tirreno centrale. *Il Giornale di Geologia* 54 (2), 165–193.
5. Alessio, M., Allegri, L., Antonioli, F., Belluomini, G., Imrota, S., Manfra, L., Preite, M., 1996. La curva di risalita del Mare Tirreno negli ultimi 43 ka ricavata da datazioni su speleotemi sommersi e dati archeologici. *Memorie Descrittive del Servizio Geologico Nazionale* 52, 235–256.
6. Alexandersson, E.T., Milliman, J.D., 1981. Intragranular Mg–calcite cement in Halimeda plates from the Brazilian continental shelf. *Journal of Sedimentary Research* 51, 1309–1314.
7. Alexandersson, T., 1969. Recent littoral and sublittoral high-Mg calcite lithification in the Mediterranean. *Sedimentology* 12, 47–61.
8. Alexandersson, T., 1972a. Mediterranean beachrock cementation: marine precipitation of Mg-calcite. In: Stanley, D.J. (Ed.), *The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory*. Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, pp. 203–223.
9. Alexandersson, T., 1972b. Intragranular growth of marine aragonite and Mg–calcite: evidence of precipitation from supersaturated seawater. *Journal of Sedimentary Research* 42, 441–460.
10. Amieux, P., Bernier, P., Dalongeville, R., Medwecki, V., 1989. Cathodoluminescence of carbonate-cemented Holocene beachrock from the Togo coastline (West Africa): an approach to early diagenesis. *Sedimentary Geology* 65 (3–4), 261–272.
11. Antonioli, F., Kershaw, S., Rust, D., Verrubbi, V., 2003. Holocene sea-level change in Sicily, and its implications for tectonic models: new data from the Taormina area, NE Sicily. *Marine Geology* 196, 53–71.
12. Antonioli, F., Oliverio, M., 1996. Holocene sea-level rise recorded by fossil mussel shells in submerged speleothem in the Mediterranean Sea. *Quaternary Research* 45, 241–244.
13. Aubrey, D.G., 1979. Seasonal patterns of onshore/offshore sediment movement. *Journal of Geophysical Research* 84, 6347–6354.

14. Aubrey, D.G., Ross, R.M., 1985. The quantitative description of beach cycles. *Marine Geology* 69 (1–2), 155–170.
15. Badve, R.M., Rajshekhar, C., Kumaran, K.P.N., Kamble, C.V., 1997. On the age and fauna of beachrock of Kegaon Coast, Uran, Maharashtra. *Curr. Sci.* 72 (3), 168.
16. Badyukova, Y.N., Svitoch, A.A., 1986. The beach-rock of the Seychelles Islands. *Oceanology* 26 (5), 604–608.
17. Baeteman, C., 1985. Late Holocene geology of the Marathon Plain (Greece). *Journal of Coastal Research* 1, 173–185.
18. Bagnold, R.A., 1940. Beach formation by waves: some model experiments in a wave tank. *Journal of the ICE* 15, 27–52.
19. Bathurst, R.G.C., 1975. Carbonate Sediments and their Diagenesis. *Developments in Sedimentology*, Vol. 12. Elsevier, the Netherlands, 658 pp.
20. Beier, J.A., 1985. Diagenesis of Quaternary Bahamian beachrock: petrographic and isotopic evidence. *Journal of Sedimentary Petrology* 55, 755–761.
21. Benson, L., 1994. Carbonate deposition, Pyramid Lake subbasin, Nevada: 1. Sequence of formation and elevational distribution of carbonate deposits (Tufas). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 109 (1), 55–87.
22. Berner, R.A., 1968. Calcium Carbonate concretions formed by the decomposition of organic matter. *Science* 159, 195–197.
23. Berner, R.A., Westrich, R.G., Smith, J., Martens, C., 1978. Inhibition of aragonite precipitation from supersaturated seawater; a laboratory and field study. *American Journal of Science* 278, 816–837.
24. Bernier, P., Bonvallot, J., Dalongeville, R., Prieur, A., 1990. Le beachrock de Temae (Ile de Moorea-Polynésie française). Signification géomorphologique et processus diagénétiques. *Zeitschrift fuer Geomorphologie N.F.* 34 (4), 435–450.
25. Bernier, P., Dalongeville, R., 1988. Incidence de l'activité biologique sur la cimentation des sédiments littoraux actuels. L'exemple des îles de Délos et de Rhénée (Cyclades, Greece). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris* 307, 1901–1907.
26. Bernier, P., Dalongeville, R., 1996. Mediterranean coastal changes recorded in beach-rock cementation. *Zeitschrift fuer Geomorphologie N.F.* 102, 185–198.
27. Bernier, P., Guidi, J.-B., Botchery, M.E., 1997. Coastal progradation and very early diagenesis of ultramafic sands as a result of rubble discharge from asbestos excavations (northern Corsica, western Mediterranean). *Marine Geology* 144 (13), 163–175.
28. Bezerra, F.H.R., Amaral, R.F., Lima-Filho, F.P., Ferreira, A.V., Sena, E.S., Diniz, R.F., 2004. Beachrock fracturing in Brazil. *Journal of Coastal Research* 42, 169–182.
29. Bezerra, F.H.R., Lima-Filho, F.P., Amaral, R.F., Caldas, L.H.O., Costa-Neto, L.X., 1998. Holocene coastal tectonics. In: Stewart, I.S., Vita-Finzi, C. (Eds.), *Coastal Tectonics. Special Publication*, Vol. 146. Geological Society, London, pp. 279–293.

30. Binkley, K.L., Wilkinson, B.H., Owen, R.M., 1980. Vadose beachrock cementation along a Southeastern Michigan marl lake. *Journal of Sedimentary Petrology* 50, 953–962.
31. Bird, E., 2000. Coastal geomorphology: An introduction. John Wiley and Sons, Chichester, 317 pp.
32. Boekschoten, G.J., 1962. Beachrock at Limani Chersonisos, Crete. *Geologie en Mijnbouw* 41, pp. 3–7.
33. Brattström, H., 1992. Marine biological investigations in the Bahamas. Littoral zonation at three Bahamian beachrock localities. *Sarsia* 77, 81–109.
34. Bricker, O.P., 1971. Introduction: beachrock and intertidal cement. In: Bricker, O.P. (Ed.), *Carbonate Cements*. Johns Hopkins Press, Baltimore, pp. 1–13.
35. Burton, E.A., Walter, L.M., 1987. Relative precipitation rates of Aragonite and Mg Calcite from seawater: Temperature or carbonate ion control? *Geology* 15, 111–114.
36. Burton, E.A., Walter, L.M., 1990. The role of pH in phosphate inhibition of calcite and aragonite precipitation rates in seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 797–808.
37. Burton, E.A., Walter, L.M., 1991. The effects of P_{CO_2} and temperature on magnesium incorporation in calcite in seawater and $MgCl_2$ – $CaCl_2$ solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 777–785.
38. Buscombe, D., Masselink, G., 2006. Concepts in gravel beach dynamics. *Earth Science Reviews* 79, 32–52.
39. Busenberg, E., Plummer, L.N., 1985. Kinetic and thermodynamic factors controlling the distribution of SO_4^{2-} and Na^+ in calcites and selected aragonites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49, 713–725.
40. Butt, T., Russell, P., Turner, I., 2001. The influence of swash infiltration-exfiltration on beach face sediment transport: onshore or offshore? *Coastal Engineering* 42 (1), 35–52.
41. Caldas, L.H.D.O., Stattegger, K., Vital, H., 2006. Holocene sea-level history: evidence from coastal sediments of the northern Rio Grande do Norte coast, NE Brazil. *Marine Geology* 228 (1–4), 39–53.
42. Calvet, F., Cabrera, M.C., Carracedo, J.C., Mangas, J., Perez-Torrado, F.J., Recio, C., Trave, A., 2003. Beachrocks from the island of La Palma (Canary Islands, Spain). *Marine Geology* 197 (1–4), 75–93.
43. Caputo, M., Pieri, L., 1976. Eustatic variation in the last 2000 years in the Mediterranean. *Journal of Geophysical Research* 81, 5787–5790.
44. Chafetz, H.S., 1986. Marine peloids: a product of bacterially induced lithification of microbial mats. *Journal of Sedimentary Petrology* 56, 812–817.
45. Chivas, A., Chappell, J., Polach, H., Pillans, B., Flood, P., 1986. Radiocarbon evidence for the timing and rate of island development, beach-rock formation and phosphatization at Lady Elliot Island, Queensland, Australia. *Marine Geology* 69, 273–287.

46. Chowdhury, S.Q., Fazlul Haq, A.T.M., Hasan, K., 1997. Beachrock in St. Martin's Island, Bangladesh: Implication of sea level changes on beachrock cementation. *Marine Geology* 120, 89–104.
47. Church, J.A., Gregor, J.M., Huybrechts, P., Kuhn, M., Lambeck, K., Nhuan, M.T., Qin, D., Woodworth, P.L., 2001. In: J.T. Houghton, et al. (Ed.), Intergovernmental Panel on Climate Change, Third Assessment Report, Chapter 11. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 641–693.
48. Church, J.A., Gregory, J.M., Huybrechts, P., Kuhn, M., Lambeck, K., Nhuan, M.T., Qin, D., Woodworth, P.L., 2001. Changes in Sea Level. In: Ding, H.A. (Ed.), *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Cambridge University Press, Cambridge.
49. Cooper, J.A.G., 1991. Beachrock formation in low latitudes: implications for coastal evolutionary models. *Marine Geology* 98 (1), 145–154.
50. Cooray, P.G., 1968. A Note on the occurrence of beachrock along the West Coast of Ceylon. *Journal of Sedimentary Petrology* 38, 650–654.
51. Daly, R.A., 1924. The geology of American Samoa. Carnegie Institution of Washington Publication 340, 93–143.
52. Dana, J.D., 1849. Geology. US Exploring Expedition under C. Wilkes (1835–1841), Vol. 10. Putnam, New York, 756pp.
53. Darwin, C., 1841. On a remarkable bar of sandstone off Pernambuco on the coast of Brazil. *The London, Edinburgh and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science* 19, 257–260.
54. Davies, P.J., Kinsey, D.W., 1973. Organic and inorganic factors in recent beach rock formation, Heron Island, Great Barrier Reef. *Journal of Sedimentary Petrology* 43, 59–81.
55. Dean, R.G., 1991. Equilibrium beach profiles: characteristics and applications. *Journal of Coastal Research* 7 (1), 53–84.
56. Defarge, C., 1996. Texture of microbial sediments revealed by cryoscanning electron microscopy. *Journal of Sedimentary Research* 66, 935–947.
57. Desruelles, S., Fouache, E., Pavlopoulos, K., Dalongeville, R., Peulvast, J.-P., Coquinot, Y., Potdevin, J.-L., 2004. Variations récentes de la ligne de rivage en Mer Rouge et beachrocks dans l'ensemble insulaire Mykonos-Délos-Rhénée (Cyclades, Grèce). *Geomorphologie* 1, 5–17.
58. Dickinson, W.R., 1999. Holocene sea-level record on Funafuti and potential impact of global warming on Central Pacific Atolls. *Quaternary Research* 51, 124–132.
59. Dravis, J., 1979. Rapid and widespread generation of recent oolitic hardgrounds on a high energy Bahamian platform, Eleuthera Bank, Bahamas. *Journal of Sedimentary Petrology* 49, 195–208.
60. Duncan, J.R.J., 1964. The effects of water table and tide cycle on swash-backwash sediment distribution and beach profile development. *Marine Geology* 2 (3), 186–197.
61. Dunham, R.J., 1971. Meniscus cement. In: Bricker, O.P. (Ed.), *Carbonate Cements*. Johns Hopkins Press, Baltimore, pp. 297–300.

62. Easton, W.H., 1974. An unusual inclusion in beachrock. *Journal of Sedimentary Petrology* 44, 693–694.
63. Emery, K.O., Tracey, J.I.J., Ladd, H.S.A., 1954. Geology of Bikini and nearby atolls. U.S. Geological Survey Professional Paper 260 (260A), 265 pp.
64. Evamy, B.D., 1973. The precipitation of aragonite and its alteration to calcite on the Trucial Coast of the Persian Gulf. In: Purser, B.H. (Ed.), *The Persian Gulf*. Verlag, New York, pp. 329–341.
65. Field, R.M., 1919. Investigations regarding calcium carbonate oozes at Tortugas and the beachrock at Loggerhead Key. Carnegie Institute of Washington, Yearbook, 18, 197–198.
66. Flemming, N.C., 1969. Archaeological evidence for eustatic changes of sea level and earth movements in the Western Mediterranean in the last 2000 years. Special Paper, the Geological Society of America 109, 1– 125.
67. Flemming, N.C., Webb, C.O., 1986. Tectonic and eustatic coastal changes during the last 10,000 years derived from archaeological data, Tectonic and eustatic coastal changes during the last 10,000 years derived from archaeological data. *Zeitschrift für Geomorphologie* 62, 1 –29.
68. Folk, R.L., 1974. The natural history of crystalline calcium carbonate; effect of magnesium content and salinity. *Journal of Sedimentary Petrology* 44, 40–53.
69. Fouache, E., Dalongeville, R., 2003. Recent relative variations in the shorelines: a contrastive approach of the shores of Croatia and southern Turkey. In: Fouache, E. (Ed.), *The Mediterranean World: Environment and History*. Elsevier, Paris, pp. 467–478.
70. Fouache, E., Faivre, S., Dufaure, J.J., Kovacic, V., Tassaux, F., 2000. New observations on the evolution of the Croatian shoreline between Poreč and Zadar over the past 2000 years. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementary band 122, 33– 46.
71. Frankel, E., 1968. Rate of formation of beach rock. *Earth and Planetary Science Letters* 4, 439–440.
72. Fredsoe, J.E., Deigaard, R., 1992. Mechanics of Coastal Sediment Transport. Advanced Series on Ocean Engineering. World Scientific Publishing. 325 pp.
73. Galanopoulos, A.G., 1961. Greece: A catalogue of shocks with $Io \geq VII$ for the years prior to 1800. Athens, Greece: Seismological Laboratory, University of Athens.
74. Gavish, E., Friedman, G.M., 1969. Progressive diagenesis in Quaternary to Late Tertiary carbonate sediments: sequence and time scale. *Journal of Sedimentary Petrology* 39 (3), 980–1006.
75. Giacobini, L., Marchesini, B., Rustico, L., 1997. L'orticoltura nell'antichità. ENEL eds. Roma, 275 pp.
76. Gignoux, M., 1913. Les formation marines pliocenes et quaternaires de l'Italie du Sud et de la Sicilie. *Annales de l'Université de Lyone* 36.
77. Ginsburg, R., 1956. Environmental relationships of grain size and constituent particles in some south Florida carbonate sediments. *AAPG Bulletin* 40, 2384–2427.

78. Ginsburg, R.N., 1953. Beach rock in South Florida. *Journal of Sedimentary Petrology* 23, 85–92.
79. Gionis, G., Poulos, S., Mpouziotopoulou, N., Ntounas, K., 2004. The effect of a natural submerged breakwater on the hydrodynamic and sedimentological conditions on Amoudaras beach (North coasts of Herakleion prefecture, Crete). 10th International Conference of the Greek Geological Society, Thessaloniki.
80. Gischler, E., Lomando, A.J., 1997. Holocene cemented beach deposits in Belize. *Sedimentary Geology* 110 (3–4), 277–297.
81. Goudie, A., 1969. A note on Mediterranean beachrock: its history. *Atoll Research Bulletin* 126 (19), 11–14.
82. Gravina, M.F., Ardizzone, G.D., Scaletta, F., Chimenz, C., 1989. Descriptive analysis and classification of benthic communities in some Mediterranean coastal lagoons (central Italy). *Marine Ecology* 10, 141–216.
83. Hanor, J.S., 1978. Precipitation of beachrock cements: mixing of marine and meteoric waters vs. CO₂-degassing. *Journal of Sedimentary Petrology* 48, 489–501.
84. Hanson, H., Militello, A., 2005. Representation of Nonerodible (Hard) Bottom in Two-Dimensional Morphology Change Models. ERDC/CHL CHETN-IV-63. US Army Corps of Engineers.
85. Hardisty, J., 1986. A morphodynamic model for beach gradients. *Earth Surface Processes and Landforms* 11 (3), 277–333.
86. Hardisty, J., Collier, J., Hamilton, D., 1984. A calibration of the Bagnold beach equation. *Marine Geology* 61, 95–101.
87. Hird, K., Tucker, M.E., 1988. Contrasting diagenesis of two Carboniferous oolites from South Wales, a tale of Climatic influence. *Sedimentology* 35, 587–602.
88. Holail, H., Rashed, M., 1992. Stable isotopic composition of carbonate-cemented recent beachrock along the Mediterranean and the Red Sea coasts of Egypt. *Marine Geology* 106, 141–148.
89. Hopley, D., 1986. Beachrock as a sea-level indicator. In: van der Plassche, O. (Ed.), *Sea-level Research: a manual for the collection and evaluation of data*. Geo Books, Norwich, pp. 157–173.
90. Horn, D.P., 2002. Beach groundwater dynamics. *Geomorphology* 48 (1–3), 121–146.
91. Horn, D.P., 2006. Measurements and modelling of beach groundwater flow in the swash-zone: a review. *Continental Shelf Research* 26 (5), 622–652.
92. James, N.P., Choquette, P.W., 1983. Limestones—the sea floor diagenetic environment. *Geoscience Canada* 10, 162–179.
93. James, N.P., Ginsburg, R.N., 1990. Extracts from the Seaward margin of the Belize barrier and atoll reefs. In: Tucker, M.E., Bathurst, R.G.C. (Eds.), *Carbonate Diagenesis*. Reprint Series Vol. 1 of the International Association of Sedimentologists. Blackwell Scientific Publications, pp. 55–80.

94. Jones, B., Rosen, M.R., Renaut, R.W., 1997. Silica-cemented beachrock from Lake Taupo, North Island, New Zealand. *Journal of Sedimentary Petrology* 67, 805–814.
95. Kampouoglou, E., Maroukian, H., Sampson, A., 1988. Coastal evolution and archaeology North and South of Chalkis (Euboea) in the last 5000 years. In Raban, A. (ed.), *Archaeology of coastal changes: proceedings of the First International Symposium "Cities on the Sea-Past and Present"*, Haifa, Israel, September 22-29, 1986. B.A.R., Oxford, England, pp. 71-79.
96. Karambas, T., 2003. Modelling of infiltration-exfiltration effects of cross-shore sediment transport in the swash zone. *Coastal Engineering* 45 (1), 63–82.
97. Katsikatos, G., 1976. La structure tectonique de l' Attique et de l' île de Eubée. *Bulletin of the Geological Society of France*, 19, pp. 75-80.
98. Katsikatos, G., Migiros, G., Triantafillis, M., Mettos, A., 1986a. Geological structure of Internal Hellenides (E. Thessaly—SW Macedonia, Euboea—Attica—Northern Cyclades Islands and Lesvos). *Geological and Geophysical Research, Special Issue* 191–212.
99. Kelletat, D., 1988. Zonality of modern coastal processes and sea-level indicators. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 68, 219–230.
100. Kelletat, D., 2006. Beachrock as sea-level indicator? Remarks from a geomorphological point of view. *Journal of Coastal Research* 22 (6), 1555–1564.
101. Kendall, C.G.S.C., Sadd, J.L., Alsharhan, A., 1994. Holocene marine cement coatings on beach-rocks of the Abu Dhabi coastline (UAE): analogs for cement fabrics in ancient limestones. *Carbonates Evaporites* 9, 119–131.
102. Khalaf, F.I., 1988. Quaternary calcareous hard rocks and the associated sediments in the intertidal and offshore zones of Kuwait. *Marine Geology* 80 (1–2), 1–27.
103. Kindler, P., Bain, R.J., 1993. Submerged upper Holocene beachrock on San Salvador Island, Bahamas: implications for recent sea-level history. *Geologische Rundschau* 82, 24–247.
104. Kneale, D., Viles, H.A., 2000. Beach cement: incipient CaCO₃- cemented beachrock development in the upper intertidal zone, North Uist, Scotland. *Sedimentary Geology* 132, 165–170.
105. Knox, G.J., 1973. An aragonite-cemented volcanic beach rock near Bilbao, Spain. *Geologie en Mijnbouw* 53, pp. 9–12.
106. Komar, P.D., 1998. *Beach Processes and Sedimentation*. Prentice Hall, N.J., USA, 544 pp.
107. Komar, P.D., McDougal, W.G., 1994. The analysis of exponential beach profiles. *Journal of Coastal Research* 56–69.
108. Krumbein, W.E., 1979. Photolithotrophic and chemoorganotrophic activity of bacteria and algae as related to beachrock formation and degradation (Gulf of Aqaba, Sinai). *Geomicrobiology Journal* 1, 139–203.
109. Kuenen, P.H., 1950. *Marine Geology*. Wiley, New York, 569 pp.

110. Laborel, J., Laborel, F., 1996. Biological indicators of Holocene sea level and climatic variations on rocky coasts of tropical and subtropical regions. *Quaternary International* 31, 53–60.
111. Laborel, J., Mohorange, R., Lafont, R., Le Campion, J., Laborel-Deguen, F., 1994. Biological evidence of sea level rise during the last 4500 years on the rocky coasts of continental France and Corsica. *Marine Geology* 120, 203–223.
112. Lambeck, K., 1995. Late-Pleistocene and Holocene sea-level change in Greece and south-western Turkey: a separation of eustatic, isostatic and tectonic contributions. *Geophysical Journal International* 122, 1022–1044.
113. Lambeck, K., 1996. Sea-level changes and shoreline evolution in Aegean Greece since Upper Paleolithic time. *Antiquity* 70, 588–611.
114. Lambeck, K., Bard, E., 2000. Sea-level change along the French Mediterranean coast since the time of the Last Glacial Maximum. *Earth and Planetary Science Letters* 175 (3–4), 202–222.
115. Lambeck, K., Chappell, J., 2001. Sea level change through the last glacial cycle. *Science* 292, 679–686.
116. Lambeck, K., Johnston, P., 1995. Land subsidence and sea-level change: contributions from the melting of the last great ice sheets and the isostatic adjustment of the Earth. In: Barends, F.J., Brouwer, F.J.J., Schroder, F.H. (Eds.), *Land Subsidence. Proceedings of the 5th International Symposium on Land Subsidence*. Balkema, Rotterdam, pp. 3–18.
117. 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.
118. Land, L.S., 1970. Phreatic versus vadose meteoric diagenesis of limestones: evidence from a fossil water table. *Sedimentology* 14, 175–185.
119. Larson, M., Kraus, N.C., 1989. SBEACH: numerical model for simulating storm-induced beach change. Report 1: Theory and model foundation.
120. Larson, M., Kraus, N.C., 2000. Representation of non-erodible (hard) bottoms in beach profile change modeling. *Journal of Coastal Research* 16 (1), 1–14.
121. Lazar, B., Enmar, R., Schossberger, M., Bar-Matthews, M., Halicz, L., Stein, M., 2004. Diagenetic effects on the distribution of uranium in live and Holocene corals from the Gulf of Aqaba. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68 (22), 4583–4593.
122. Leonim, G., Dai Pra, G., 1997. Variazioni di livello del mare nel tardo Olocene lungo la costa del Lazio in base ad indicatori geoarcheologici. (ENEA Tech. Rep. RT/AMB/97/8) Rome, 127 pp.
123. Longman, M.W., 1980. Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. *AAPG Bulletin* 64, 461–487.
124. Longo, S., Petti, M., Losada, I.J., 2002. Turbulence in the swash and surf zones: a review. *Coastal Engineering* 45 (3–4), 129–147.
125. Lyons, W.B., Long, D.T., Hines, M.E., Gaudette, H.E., Armstrong, P.B., 1984. Calcification of cyanobacterial mats in Solar Lake, Sinai. *Geology* 12, 623–626.

126. Macintyre, I.G., 1985. Submarine cements: the peloidal question. In: Schneidermann, N., Harris, P.M. (Eds.), Carbonate Cements. SEPM Special Publication 36, 109–116.
127. Magaritz, M., Gavish, E., Bakler, N., Kafri, U., 1979. Carbon and oxygen isotope composition-indicators of cementation environment in Recent, Holocene, and Pleistocene sediments along the coast of Israel. *Journal of Sedimentary Petrology* 49, 401–412.
128. Mann, K.H., Lazier, J.R.N., 1991. Dynamics of marine ecosystems: biological–physical interactions in the ocean. Blackwell, Boston MA.
129. Marshall, J.F., Davies, P.J., 1984. Facies variation of Holocene reef growth in the southern Great Barrier Reef. In Thom, B.G. (Ed.), *Coastal geomorphology in Australia*. Academic Press, New York, pp. 123–134.
130. Martin, D., Bertasi, F., Colangelo, M.A., de Vries, M., Frost, M., Hawkins, S.J., Macpherson, E., Moschella, P.S., Satta, M.P., Thompson, R.C., Ceccherelli, V.U., 2005. Ecological impact of coastal defense structures on sediment and mobile fauna: evaluating and forecasting consequences of unavoidable modifications of native habitats. *Coastal Engineering* 52 (10–11), 1027–1051.
131. Masselink, G., Puleo, J.A., 2006. Swash-zone morphodynamics. *Continental Shelf Research* 26 (5), 661–680.
132. Matthews, R.K., 1971. Diagenetic environments of possible importance to the exploration of cementation fabric in subaerially exposed carbonate sediments. In: Bricker, O.P. (Ed.), *Carbonate Cements*. Johns Hopkins Press, Baltimore, pp. 127–132.
133. Maxwell, W.G.H., 1962. Lithification of carbonate sediments in the Heron Island Reef, Great Barrier Reef. *J Journal of the Geological Society of Australia* 8, 217–238.
134. McLean, R.F., 1967. Origin and development of ridge-furrow systems in beachrock in Barbados, West Indies. *Marine Geology* 5 (3), 181–193.
135. Merz, M.U.E., 1992. The biology of carbonate precipitation by cyanobacteria. *Facies* 26, 81–102.
136. Meyers, J.H., 1987. Marine vadose beachrock cementation by cryptocrystalline magnesian calcite- Maui, Hawaii. *Journal of Sedimentary Petrology* 57, 558–570.
137. Miller, W.R., Mason, T.R., 1994. Erosional features of coastal beachrock and aeolianite outcrops in Natal and Zululand, South Africa. *Journal of Coastal Research* 10 (2), 374–394.
138. Milliman, J.D., 1974. *Marine Carbonates*. Springer-Verlag, Berlin, 375 pp.
139. Milne, G.A., Mitrovica, J., Davis, J.L., 1999. Near-field hydro-isostasy: the implementation of a revised sea level equation. *Geophysical Journal International* 139, 464–482.
140. Mitterer, R.M., Cunningham, R.J., 1985. The interaction of natural organic matter with grain surfaces: implications for calcium carbonate precipitation. In: Schneidermann, N., Harris, P.M. (Eds.), *Carbonate cements*. SEPM Special Publication 36, 17–31.

141. Moore, B., 1982. Beach profile evolution in response to changes in water level and wave height. MSc Thesis, University of Delaware, Newark.
142. Moore, C.H., 1973. Intertidal carbonate cementation in Grand Cayman, West Indies. *Journal of Sedimentary Petrology* 43, 591–602.
143. Moore, C.H., 1977. Beach Rock origin: some geochemical, mineralogical, and petrographical considerations. *Geoscience and Man* 18, 155–163.
144. Moore, C.H., Billings, G.K., 1971. Preliminary model of beachrock cementation, Grand Cayman island, B.W.I. In: Bricker, O.P. (Ed.), Johns Hopkins Press, Baltimore, MD, pp. 40–43.
145. Moresby, R., 1835. Extracts from commander Moresby's report on the northern atolls of the Maldives. *Journal of the Royal Geography Society of London* 5, 398–403.
146. Morse, J.W., Mackenzie, F.T., 1990. Geochemistry of Sedimentary Carbonates. *Developments in Sedimentology*, Vol. 48. Elsevier, Amsterdam, 707 pp.
147. Moschella, P.S., Abbiati, M., Åberg, P., Airoldi, L., Anderson, J.M., Bacchiocchi, F., Bulleri, F., Dinesen, G.E.F., Gacia, M.E., 2005. Low-crested coastal defense structures as artificial habitats for marine life: using ecological criteria in design. *Coastal Engineering* 52 (10–11), 1053–1071.
148. Mucci, A., 1986. Growth kinetics and composition of magnesian calcite overgrowths precipitated from seawater: quantitative influence of orthophosphate ions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50, 2255–2265.
149. Multer, H.G., 1971. Holocene cementation of skeletal grains into beachrock, Dry Tortugas, Florida. In: Bricker, O.P. (Ed.), *Carbonate cements*. The Johns Hopkins University Studies in Geology, Baltimore MD, pp. 25–26.
150. Nesteroff, W.D., 1955. Les récifs coralliens du banc Farsan Nord. *Annales de l'Institut Océanographique* 30, 7–53.
151. Nesteroff, W.D., 1956. Le substratum organique dans les dépôts calcaires; sa signification. *Bulletin of the Geological Society of France* 6, 381–389.
152. Neumeier, U., 1998. Le rôle de l'activité microbienne dans la cimentation précoce des beachrocks (sédiments intertidaux). PhD Thesis 2994, University of Geneva, 183 pp.
153. Neumeier, U., 1999. Experimental modelling of beachrock cementation under microbial influence. *Sedimentary Geology* 126 (1–4), 35–46.
154. Newell, N.D., Imbrie, J., Purdy, E.G., Thumber, D.L., 1959. Organism communities and bottom facies, Great Bahama Bank. *Bulletin of the American Museum of Natural History* 117, 177–228.
155. Pavlopoulos, K., Karimpolis, E., Karkanas, P., Parlama, L., Manos, I., Triantafilou, M., Theochari, M., 2004. Geomorphological evolution of the Pamalari Bay (NE Skyros Island) during the Upper Holocene. 10th International Conference of the Greek Geological Society, Thessaloniki.
156. Pavlopoulos, K., Karkanas, P., Triantafyllou, M., Karyballis, E., Tsourou, T., 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(2), 424–438.

157. Pavlopoulos, K. 2010. Relative sea level fluctuations in Aegean coastal areas from middle to late Holocene. *Geodinamica Acta* 23(5-6), 225-232.
158. Pentecost, A., Riding, R., 1986. Calcification in cyanobacteria. In: Riding, R. (Ed.), *Biomineralization in Lower Plants and Animals*. Systematics Association Special Volume. Clarendon Press, New York, pp. 73–90.
159. Pérès, J.M., Picard, J., 1964. Nouveau manuel de Bionomie bentique de la Mer Méditerranée. Recueil de Travaux de la Station Marine d'Endoume 31 (47), 5–137.
160. Pigott, J.D., Trumbly, N.I., 1985. Distribution and origin of beachrock cements, Discovery Bay (Jamaica). 5th International Coral Reef Congress, Tahiti, pp. 270–280.
161. Pilkey, O.H., Young, R.S., Riggs, S.R., Smith, A.W.S., Wu, H., Pilkey, W.D., 1993. The concept of shoreface profile of equilibrium: a critical review. *Journal of Coastal Research* 9 (1), 225–278.
162. Pirazzoli, P.A., 1976. Sea level variations in the Northwest Mediterranean during Roman times. *Science* 194, 519–521.
163. Pirazzoli, P.A., Laborel, J., Stiros, S.C., 1996. Earthquake clustering in the eastern Mediterranean during historical times. *Journal of Geophysical Research* 101, 6083–6097.
164. Pirazzoli, P.A., Stiros, S.C., Fontugne, M. and Arnold, M., 2004. Holocene and Quaternary uplift in the central part of the southern coast of the Corinth Gulf (Greece). *Marine Geology* 212, 35-44.
165. Plomaritis, T., 1999. Morphology and geochemistry of the beachrocks of Sifnos (Greece). MSc Thesis, University of Southampton, 71 pp.
- 166.** Poulos, S., Ghionis, G. and Maroukian, H., 2009. Sea-level rise trends in the Attico-Cycladic region (Aegean Sea) during the last 5000 years. *Geomorphology*, 107, 10–17.
167. Prager, E.J., 1991. Anatomy of a Galapagos beachrock. *Sea Frontiers* 37 (1), 36–39.
168. Puri, H.S., Collier, A., 1967. Role of microorganisms in formation of limestones. *Trans. Gulf Coast Association of Geological Societies* 17, 355–367.
169. Ramkumar, M., Pattabhi Ramayya, M., Gandhi, M.S., 2000. Beachrock exposures at wave cut terraces of Modern Godavari delta: their genesis, diagenesis and indications on coastal submergence and sea-level rise. *Indian Journal of Marine Sciences* 29 (3), 219.
170. Ramsay, P.J., Cooper, J.A.G., 2002. Late Quaternary sea level changes in South Africa. *Quaternary Research* 57, 82–90.
171. Reitner, J., 1993. Modern cryptic microbialite/metazoan facies from Lizard Island (Great Barrier Reef, Australia): formation and concepts. *Facies* 29, 3–40.
172. Rey, D., Rubio, B., Bernabeu, A.M., Vilas, F., 2004. Formation, exposure, and evolution of a high-latitude beachrock in the intertidal zone of the Corrubedo complex (Ria de Arousa, Galicia, NW Spain). *Sedimentary Geology* 169 (1–2), 93–105.

173. Russell, R.J., 1959. Caribbean beach rock observation. *Zeitschrift für Geomorphologie* 3, 227–236.
174. Russell, R.J., 1962. Origin of beach rock. *Zeitschrift für Geomorphologie* 6, 1–16.
175. Russell, R.J., 1963. Beach rock. *Journal of Tropical Geography* 17, 24–27.
176. Russell, R.J., McIntire, W.G., 1965. Southern hemisphere beach rock. *Geographical Review* 55, 17–45.
177. Schmalz, R.F., 1971. Formation of beachrock at Eniwetok Atoll. In: Bricker, O.P. (Ed.), *Carbonate Cements*. Johns Hopkins Press, Baltimore, pp. 17–24.
178. Schmiedt, G., 1972. Il Livello Antico del Mar Tirreno, Testimonianze dei Resti Archeologici. Olschki Editore, Florence, 323 pp.
179. Scholle, P.A., Ulmer-Scholle, D.S., 2003. A color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, 474 pp.
180. Schreiber, U., Gademann, R., Bird, P., Ralph, P.J., Larkum, A.W.D., Kuhl, M., 2002. Apparent light requirement for activation of photosynthesis upon dehydration of desiccated beachrock microbial mats. *Journal of Phycology* 38, 125–134.
181. Scoffin, T.P., 1970. A conglomeratic beachrock at Bimini, Bahamas. *Journal of Sedimentary Petrology* 40, 756–758.
182. Scoffin, T.P., 1987. An Introduction to Carbonate Sediments and Rocks. Blackie, Glasgow and Hall, New York, 274 pp.
183. Scoffin, T.P., McLean, R.F., 1978. Exposed limestones of the northern province of the Great Barrier Reef. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* A291, 119–138.
184. Scoffin, T.P., Stoddart, D.R., 1983. Beachrock and intertidal sediments. In: Goudie, A.S., Pye, K. (Eds.), *Chemical Sediments and Geomorphology*. Academic Press, London, pp. 401–425.
185. Semeniuk, V., 1996. Coastal forms and Quaternary processes along the arid Pilbara coast of northwestern Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 123, 49–84.
186. Shapiro, R.S., Aalto, K.R., Dill, R.F., Kenny, R., 1995. Stratigraphic setting of a subtidal stromatolite field, Iguana Cay, Exumas, Bahamas. *Terrestrial and Shallow Marine Geology of the Bahamas and Bermuda*. Geological Society of America, Special Paper 300, 139–155.
187. Shinn, E.A., 1969. Submarine lithifications of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. *Sedimentology* 12, 109–144.
188. Sibley, D.F., Murray, R.C., 1972. Marine diagenesis of carbonate sediment, Bonaire, Netherlands Antilles. *J. Sediment. Petrol.* 42, 168–178.
189. Siesser, W.G., 1974. Relict and recent beachrock from Southern Africa. *Geol. Soc. Am. Bull.* 85, 1849–1854.
190. Spurgeon, D., Davis, J.R.A., Shinn, E.A., 2003. Formation of beachrock at Siesta Key, Florida and its influence on barrier island development. *Mar. Geol.* 200 (1–4), 19–29.

191. Stenni, B., Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Roethlisberger, R., Castellano, E., Cattani, O., Falourd, S., Johnsen, S.J., Longinelli, A., Sachs, J.P., Selmo, E., Souchez, R., Steffensen, J.P., Udisti, R., 2003. A late-glacial high-resolution site and source temperature record derived from the EPICA Dome C isotope records (East Antarctica). *Earth Planet. Sci. Lett.* 217, 183–195.
192. Stephenson, T.A., Stephenson, A., 1950. Life between tide marks in North America.I. The Florida Keys. *J. Ecol.* 38, 354–402.
193. Stocchi, P., Evelpidou, N., Pirazzoli, P., Vassilopoulos, A., Spada, G., Vermeersen, L.L.A., Ruggieri, G., 2010. Sea-level change model predictions based on geomorphological data in Cyclades (Greece) and Tunisia. EGU Conference, 02–07 May 2010, Vienna, Austria.
194. Stockman, K.W., Ginsburg, R.N., Shinn, E.A., 1967. The production of lime mud by algae in south Florida. *J. Sediment. Petrol.* 37, 633–648.
195. Stoddart, D.R., Cann, J.R., 1965. Nature and origin of beach rock. *J. Sediment. Petrol* 35, 243–247.
196. Strasser, A., Davaud, E., 1986. Formation of Holocene limestone sequences by progradation, cementation, and erosion: two examples from the Bahamas. *J. Sediment. Petrol* 56, 422–428.
197. Strasser, A., Davaud, E., Jedoui, Y., 1989. Carbonate cements in Holocene beachrock: example from Bahiret et Biban, southeastern Tunisia. *Sediment. Geol.* 62 (1), 89–100.
198. Sumer, B.M., Fredsoe, J., Lamberti, A., Zanuttigh, B., Dixen, M., Gislason, K., Di Penta, A.F., 2005. Local scour at roundhead and along the trunk of low crested structures. *Coast. Eng.* 52 (10–11), 995–1025.
199. Tatumi, S.H., Kowata, E.A., Gozzi, G., Kassab, L.R.P., Suguio, K., Barreto, A.M.F., Bezerra, F.H.R., 2003. Optical dating results of beachrock, eolic dunes and sediments applied to sea-level changes study. *J. Lumin.* 102–103, 562–565.
200. Taylor, J.C.M., Illing, L.V., 1969. Holocene intertidal calcium carbonate cementation, Qatar, Persian Gulf. *Sedimentology* 12, 69–107.
201. The Royal Society, 2005. Ocean acidification due to increasing atmospheric carbon dioxide. Policy document 12/05, June 2005. The Royal Society, London.
202. Thorstenson, D.C., Mackenzie, F.T., Ristvet, B.L., 1972. Experimental vadose and phreatic cementation of skeletal carbonate sand. *J. Sediment. Petrol* 42 (1), 162–167.
203. Tietz, G., Muller, G., 1971. High-magnesian calcite and aragonite cementation in recent beachrocks, Fuerteventure, Canary Island, Spain. In: Bricker, O.P. (Ed.), *Carbonate Cement*. Johns Hopkins Press, Baltimore, p. 4.8.
204. Ting, F.C.K., Kirby, J.T., 1994. Observation of undertow and turbulence in a laboratory surf zone. *Coast. Eng.* 24 (1–2), 51–80.
205. Triantaphyllou, M., Kouli, K., Tsourou, T., Koukousioura, O., Pavlopoulos, K., Dermitzakis, M., 2010. Palaeoenvironmental changes since 3000 B.C. in the coastal marsh of Vravron (Attiki, SE Greece). *Quaternary International* 216(1–2), 14–22.

206. Trichet, J., 1965. Essai d'explication de l'origine des gres de plage corallines. *C.R. Acad. Sci. Paris* 261, 3176–3178.
207. Tucker, M.E., 1991. An introduction to the origin of sedimentary rocks, *Sedimentary Petrology*. Blackwell Publishing Ltd., p. 260.
208. Tucker, M.E., Bathurst, R.G.C., 1990a. Marine diagenesis: modern and ancient. In: Tucker, M.E., Bathurst, R.G.C. (Eds.), *Carbonate Diagenesis*. Reprint Series Vol. 1 of the International Association of Sedimentologists. Blackwell Scientific Publications, pp. 1–9.
209. Tucker, M.E., Bathurst, R.G.C., 1990b. Meteoric diagenesis. In: Tucker, M.E., Bathurst, R.G.C. (Eds.), *Carbonate Diagenesis*. Reprint Series Vol. 1 of the International Association of Sedimentologists. Blackwell Scientific Publications, pp. 181–183.
210. Turker, U., Kabdasli, M.S., 2006. The effects of sediment characteristics and wave height on shape-parameter for representing equilibrium beach profiles. *Ocean Eng.* 33 (2), 281–291.
211. Van Wassen, E., Chadwick, A.J., Mason, T., 2000. A review and assessment of longshore sediment transport equations for coarsegrained beaches. *Coast. Eng.* 40, 243–275.
212. Vianna, M.L., Cabral, A.P., Gherardi, D.F.M., 1993. TM-Landsat imagery applied to study of the impact of global climate change on a tropical coastal environment during the last deglaciation. *Int. J. Remote Sens.* 14, 2971–2983.
213. Vieira, M.M., Ros, L.F.d., 2007. Cementation patterns and genetic implications of Holocene beachrocks from northeastern Brazil. *Sediment. Geol.* 192 (3–4), 207–230.
214. Vollbrecht, R., Meischner, D., 1993. Sea level and diagenesis: a case study on Pleistocene beaches, Whalebone Bay, Bermuda. *Geol. Rundsch.* 82, 248–262.
215. Von Buch, L., 1825. *Physicalische Beschreibung der Canarischen Inseln*. Druckerei der Koeniglichen Akademie der Wissenschaften, Berlin. 407 pp.
216. Voudoukas, M.I., Karambas, T.V., Velegakis, A.F., 2007. Modelling beach profile evolution of beachrock infected beaches, using a Boussinesq model. 32nd Conference of the IAHR, Venice, July, 1-6, 2007. 10 pp.
217. Voudoukas, M.I., Velegakis, A.F., 2006. Morphological behaviour of a beach with beachrocks: Vatera Beach, Lesvos, 8th Pan-Hellenic Symposium of Oceanography and Fisheries, Thessaloniki. 6 pp.
218. Voudoukas, M.I., Velegakis, A.F., Karambas, T., Valais, G., Zarkoyiannis, S., 2005. Morphodynamics of beachrock-infected beaches: Vatera Beach, NE Mediterranean. In: Sanchez-Arcilla, A. (Ed.), 5th Int. Conf. on Coast. Dynamics, Barcelona. 12 pp.
219. Voudoukas, M.I., Velegakis, A.F., Plomaritis, T.A., 2007. Beachrock occurrence, characteristics, formation mechanisms and impacts. *Earth-Science Reviews* 85, 23–46.
220. Voudoukas, M.I., Velegakis, A.F., Plomaritis, T.A., 2007. Beachrock occurrence, characteristics, formation mechanisms and impact. *Earth-Science Reviews* 85, 23–46.

221. Webb, G.E., Jell, J.S., Baker, J.C., 1999. Cryptic intertidal microbialites in beachrock, Heron Island, Great Barrier Reef: implications for the origin of microcrystalline beachrock cement. *Sediment. Geol.* 126 (1–4), 317–334.
222. Whittle, G.L., Kendall, C.G.S.C., Dill, R.F., Rouch, L., 1993. Carbonate cement fabrics displayed: a traverse across the margin of the Bahamas Platform near Lee Stocking Island in the Exuma Cays. *Mar. Geol.* 110 (3–4), 213–243.
223. Woodworth, P.L., 1999. High waters at Liverpool since 1768: the UK's longest sea level record. *Geophysical Research Letters* 26, 1589–1592.
224. Yaltirak, C., Sakinc, M., Aksu, A.E., Hiscott, R.N., Galleb, B., Ulgen, U.B., 2002. Late Pleistocene uplift history along the southwestern Marmara Sea determined from raised coastal deposits and global sea-level variations. *Mar. Geol.* 190 (1–2), 283–305.
225. Zenkovitch, V.P., 1967. Processes of Coastal development. Oliver & Boyd, London. 738 pp.
226. Zhong, S., Mucci, A., 1989. Calcite and aragonite precipitation from seawater solutions of various salinities: precipitation rates and overgrowth compositions. *Chem. Geol.* 78, 283–299.
227. Freyberg, V.B., 1951. Das Neogen gebiet nordwestlich Athen. Subsurface Research Department, Ministry of Coordination, Special Publication 1, 85– 86.
228. Mettos, A., Ioakim, Ch., Rondoyanni, Th., 2000. Palaeoclimatic and palaeogeographic evolution of Attica–Beotia (Central Greece). Special Publication - Geological Society of Greece 9, 187– 196.
229. Clarke, P.J., Davies, R.R., England, P.C., Parsons, B., Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., Cross, P.A., Denys, P.H., Ashkenazi, V., Bingley, R., Kahle, H.G., Muller, M.V., Briole, P., 1998. Crustal strain in central Greece from repeated GPS measurements in the interval 1989–1997. *Geophysical Journal International* 135, 195– 214.
230. Ambraseys, N.N., Jackson, J.A., 1997. Seismicity and strain in the Gulf of Corinth (Greece) since 1694. *Journal of Earthquake Engineering* 1, 433– 474.
231. Ambraseys, N.N., Jackson, J.A., 1998. Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region. *Geophysical Journal International* 133, 390– 406.
232. Goldsworthy, M., Jackson, J., Haines, J., 2002. The continuity of active fault systems in Greece. *Geophysical Journal International* 148, 596– 618.
233. Ganas, A., Pavlides, S., Karastathis, V., 2005. DEM-based morphometry of range-front escarpments in Attica, central Greece, and its relation to fault slip rates. *Geomorphology* 65, 301–319