

ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΦΟΡΑ ΔΕΣΠΟΙΝΑ

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ :

Πρόλογος

1.Περίληψη

2.Σπόγγοι

3.Κρίση Αλμυρότητας του Μεσσηνίου

4.Περιοχή Μελέτης

5.Η Κρίση Αλμυρότητας στην Κύπρο

6.Αποτελέσματα

7. Συμπεράσματα

Βιβλιογραφία

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Θα ήθελα να ευχαρίστησω τους φίλους και την οικογένεια μου για τη στήριξη όλο το διαστήμα αυτής της μελέτης. Εξίσου θα ήθελα να ευχαριστήσω την επιστημονική σύμβουλο μου την κυρία Αγιάδη που με στήριξε και με βοήθησε να διεκπαιρεύσω αυτή την εργασία καθώς και τον κύριο Καρακίτσιο που με επέλεξε και με εμπιστεύθηκε.

1.Περίληψη

Σκοπός της παρούσας εργασίας είναι η μελέτη των απολιθωμένων βελόνων σπόγγων, που βρέθηκαν στην τομή Τόχνη (Κύπρος) ηλικίας Μεσσηνίου. Η τομή Τόχνη αποτελείται από μία ακολουθία μαργαικών ιζημάτων που ακολουθούνται από γύψους ηλικίας Μεσσηνίου (Gennari et al., 2018). Βελόνες πυριτιόσπογγων και ελάχιστα πλαγκτονικά τρηματοφόρα είναι τα μοναδικά απολιθώματα που βρέθηκαν στα προ-εβαποριτικά ιζήματα της τομής. Επομένως μπορούν να μας δώσουν στοιχεία για το περιβάλλον απόθεσης ακριβώς πριν την Κρίση Αλμυρότητας του Μεσσηνίου.

Οι σπόγγοι ανήκουν στα Παράζωα, έχουν δυνατότητα ανάπλασης και το μέγεθος τους κυμαίνεται από 1 mm έως 2 m. Επιπλέον, χάρη στην πλαστικότητά τους, μπορούν να υποστούν μορφολογικές και σκελετικές αλλαγές κατά τη διάρκεια της ζωής τους, ανάλογα με τις περιβαλλοντικές συνθήκες, προσαρμόζοντας το σχήμα τους ώστε να εκτελούν τις φυσιολογικές λειτουργίες με ένα ελάχιστο μεταβολικό κόστος. Άρα είναι ανθεκτικοί οργανισμοί σε αντίξοες συνθήκες.

2.Σπόγγοι

Τα ποροφόρα είναι αρχαία ομάδα οργάνισμών που η εμφάνιση τους ξεκινά από το Κάμβριο (Iliopoulos, 2018). Ταξινομούνται σε τέσσερεις ομοταξίες: τους Ασβεστοσπόγγους με ασβεστολιθικές βελόνες, τις εξακτινελλίδες με πυριτικές βελόνες εξακτινωτής συμμετρίας, τους Δημοσπόγγους με πυριτικές βελόνες ή σπογγίνη η και συνδυασμός και τους Σκληροσπόγγους με τεράστιο ασβεστολιθικό σκελετό και πυριτικές βελόνες (Iliopoulos, 2018).

Οι σπόγγοι είναι υδρόβια ζώα με κοίλο ασύμμετρο σώμα (Uriz, 2003). Τα ενήλικα είναι εδραία , αυτό σημαίνει δεν μετακινούνται (Uriz, 2003). Η εξωτερική επιφάνεια του σώματος ενός σπόγγου καλύπτεται από πεπλατυσμένα κύτταρα και οι εσωτερικές κοιλότητες καλύπτονται από μαστιγοφόρα χοανοκύτταρα (Uriz, 2003). Μεταξύ αυτών των δύο κυτταρικών στιβάδων, υπάρχει μια ζελατινοειδής θεμέλια ουσία (Uriz, 2003). Η κίνηση των μαστιγίων των χοανοκυττάρων προκαλεί την εισροή του νερού μέσω των πολλών πόρων και στη συνέχεια την έξοδο μέσω ενός η περισσότερων μεγαλύτερων ανοιγμάτων (Uriz, 2003).

Η πέψη στους σπόγγους , σε αντίθεση με τα περισσότερα ζώα είναι ενδοκυττάρική (Uriz, 2003). Τα χοανοκύτταρα διηθούν τεμάχια τροφής από το νερό , τα εγκολπώνουν με ενδοκύτωση και στη συνέχεια τα πέπτουν (Uriz, 2003). Αμοιβαδοειδή κύτταρα στη θεμέλια ουσία προσλαμβάνουν την τροφή από τα χοανοκύτταρα και την διανέμουν στα άλλα κύτταρα (Uriz, 2003). Σε πολλά είδη τα κύτταρα της θεμέλιας ουσίας εκκρίνουν ινώδεις πρωτεΐνες ή υαλώδεις βελόνες που υποστηρίζουν δομικά το σώμα του ζώου και αποθαρρύνουν τους θηρευτές (Uriz, 2003). Μερικοί πλούσιοι σε πρωτεΐνες σπόγγοι συλλέγονται από τη θάλασσα , αποξηραίνονται και πωλούνται για χρήση στο μπάνιο και στον καθαρισμό (Uriz, 2003).

Ένας τυπικός σπόγγος είναι ερμαφρόδιτος: ένα άτομο δηλαδή που παράγει και ωάρια και σπερματοζωάρια (Uriz, 2003). Συχνά τα σπερματοζωάρια απελευθερώνονται μέσα στο νερό , ενώ τα ωάρια διατηρούνται στο μητρικό άτομο (Uriz, 2003). Μετά τη γονιμοποίηση το ζυγωτό αναπτύσσεται σε μια βλεφαριδοφόρο προνύμφη (Uriz, 2003). Η προνύμφη είναι μια ελεύθερη , αναπαραγωγικά ανώριμη μορφή στον κύκλο ζωής ενός ζώου (Uriz, 2003). Οι προνύμφες των σπόγγων βγαίνουν από το μητρικό σώμα , κολυμπούν για λίγο και στη συνέχεια εγκαθίστανται και αναπτύσσονται σε ενήλικα ζώα (Uriz, 2003).

Ποικιλομορφία των πυριτικών βελονών

Η απόθεση του πυριτίου είναι θεμελιώδης στους σπόγγους (Uriz, 2003). Οι περισσότεροι σπόγγοι των Κλάσεων των εξακτινελλίδων και Δημοσπόγγων παράγουν και απαρτίζονται από πυριτικά στοιχεία, που συγχωνεύονται, αλληλεπιδρούν ή σχηματίζουν τρισδιάστατες κατασκευές συγκολλημένες με σπογγίνη (Uriz, 2003). Τα προκύπτοντα σκελετικά πλαίσια επιτρέπουν στους σπόγγους να αναπτύσσονται κατακόρυφα και να ανταλλάζουν νερό με το μικρότερο μεταβολικό κόστος (Uriz, 2003).

Οι περισσότεροι Δημοσπόγγοι και Εξακτινελλίδες παράγουν πυριτικούς σκελετούς απαρτιζόμενους από ανεξάρτητες βελόνες μεγέθους τάξεως από μικρομέτρου έως εκατοστού (Uriz, 2003). Οι δύο κλάσεις διαφέρουν στον αριθμό του άξονα συμμετρίας των μεγασκληρητών, που είναι μονοάξονες και τετραάξονες στους Δημοσπόγγους και μονοάξονες και τριάξονες στις εξακτινελλίδες (Uriz, 2003).

Η μεγάλη ποικιλία των βελόνων σε σχήμα και μορφή έχει παρατηρηθεί και σε απολιθωμένους σπόγγους και σε αρτίγονους (Uriz, 2003). Ο ρόλος των μεμβρανών στη παραγωγή των βελονών είναι μόνο μερικά αποδεκτός (Uriz, 2003).

Οι πυριτικές βελόνες έχουν χωριστεί παραδοσιακά σε δύο κατηγορίες ανάλογα με το μέγεθος σε μεγασκληρίτες και μικροσκληρίτες (Uriz, 2003). Μολονότι το μέγεθος δεν είναι αρκετό για να διαχωρίσουν όλες τις κατηγορίες σε όλες τις περιπτώσεις (Uriz, 2003). Επιπλέον υπάρχουν είδη με βελόνες ενδιάμεσου μεγέθους. Από την άλλη μεριά υπάρχουν πολλές μορφές βελονών αποκλειστικά εμφανίζονται σαν μεγασκληρίτες ή μικροσκληρίτες, αλλά υπάρχουν και εξαιρέσεις (Uriz, 2003).

Ένας πιο λειτουργικός διαγνωστικός χαρακτήρας που χρησιμοποιείται για το διαχωρισμό μεταξύ μεγασκληριτών και μικροσκληριτών είναι ο ρόλος τους στο σκελετικό πλαίσιο (Uriz, 2003). Οι μεγασκληρίτες διαμορφώνουν συνήθως τον κύριο σκελετό ενώ οι μικροσκληρίτες είναι διανεμημένοι σε όλο τον σπόγγο και σπάνια είναι συγκολλημένοι με κολλαγόνο (Uriz, 2003). Ο δευτερεύοντας ρόλος των μικροσκληριτών μπορεί να αναγνωριστεί από την παρατήρηση ειδών που αναπτύσσονται φυσιολογικά παρά την έλλειψη ενός ή περισσότερων τύπων μικροσκληριτών (Uriz, 2003). Σε περιβαλλοντικές συνθήκες έλλειψης πυριτικού οξέως οι σπόγγοι μπορεί να μην παράγουν μικροσκληρίτες, που δεν έχουν σημαντική επίδραση στο κύριο σκελετικό πλαίσιο, στην μορφή τους είδους ή στο πάχος ή στην οικολογική επιτυχία (Uriz, 2003). Για παράδειγμα το είδος *Crambe crambe* είναι ένα από τα λίγα είδη σπόγγων που ανταγωνίζεται με επιτυχία για την επικράτηση στο

υπόστρωμα με φύκια στην κεντρική και δυτική Μεσόγειο , αν και η έλλειψη πυριτίου σε αυτά τα νερά δεν επιτρέπει την δημιουργία των μικροσκληριτών (Uriz, 2003).

Οι πυριτικές βελόνες έχουν μεγάλη ποικιλομορφία στους σπόγγους και εξελικτική επιλογή είναι δύσκολο να οριστεί (Uriz, 2003). Υπάρχουν 12 βασικοί τύποι μεγασκληριτών και 25 μικροσκληριτών στους Δημοσπόγγους, στις Εξακτινελλίδες 20 και 24 αντίστοιχά (Uriz, 2003).

Σε αρκετές τάξεις των Δημοσπόγγων μερικοί μεγασκληρίτες και μικροσκληρίτες γίνονται υπέρκοροι σε πυρίτιο και διασυνδέονται για να σχηματίσουν ένα συμπαγή σκελετό τον λιθιστή που προσφέρει στον σπόγγο μια λιθική συνοχή (Uriz, 2003). Σε είδη που έχουν την γενετική προδιάθεση να παράγουν δεσμικές βελόνες , η συγκέντρωση του πυριτικού οξέως στο περιβάλλον μπορεί να καθορίσει αν αυτές οι βελόνες θα εμφανιστούν (Uriz, 2003). Συμπληρωματικά σε υψηλές συγκεντρώσεις πθριτίου , οι δεσμικές βελόνες δεν συγκεντρώνουν επιπρόσθετο πυρίτιο αυξάνοντας τις δομικές ανωμαλίες (Uriz, 2003). Σε περιοχές ανάβλησης ,όπως στο ηπειρωτικό περιθώριο της Ναμίμπιας , οι τυλοστήλες των *Suberitew* έχουν υπερβολία μεγάλα στελέχη και στρογγυλοποιημένα σημεία, με αποτέλεσμα να μοιάζουν με τυλοστρογγιλίτες (Uriz, 2003). Σε άλλα είδη όπως η *Guitara flamenco*, οι πυριτικές σφαίρες μπορεί να συνοδεύονται από φυσιολογικές βελόνες (Uriz, 2003). Επιπλέον παραδείγματα υπέρκορον σε πυρίτιο περιλαμβάνουν τις τάξεις των *Crambe* και *Discorhabdella* (Uriz, 2003). Όλοι αυτές οι τυλοστήλες έχουν ένα αξονικό νήμα που μετατρέπεται σε πολυαξονικό στο τέλος του τυλοειδούς (Uriz, 2003). Σαν συνέπεια οι νέες βελόνες έχουν πολυακτινωτή κεφαλή με κοντές ακτίνες, που φαίνονται σαν ψευδοακίδες ή προεξέχοντες λοβούς. Αυτή η ζώνη επιπλέον μεγαλώνει από απόθεση πυριτίου και γίνεται υποσφαιρική (Uriz, 2003). Βελόνες αρκετών εκατοστών και υπερπυριτωμένες είναι συνήθεις σε πολλές Εξακτινελλίδες (Uriz, 2003).

Σκελετικό πλαίσιο

Οι βελόνες και ειδικά οι μεγασκληρίτες κατανέμονται σε όλο το μεσοχύλιο του σπόγγου αλλά γενικά το πλαίσιο σχηματίζεται από δισδιάστατες ή τρισδιάστατες κατασκευές συνδεδεμένες με σπογγίνη ή με επιπλέον πυρίτιο (Uriz, 2003).

Σε αντίθεση με την υψηλή ποικιλομορφία των βελόνων , υπάρχουν σχετικά λίγα είδη σκελετών στους Δημοσπόγγους (Uriz, 2003).

Το περιβάλλον ανάπτυξης ενός σπόγγου συχνά αντανάκλα την εσωτερική του δομή στους Δημοσπόγγους, υπάρχουν και μερικές εξαιρέσεις όπως στους *Eurypon, Hymedesmia* (Uriz, 2003). Άλλοι πιο πολύπλοκοι σκελετοί εμφανίζονται σαν αποτέλεσμα συνδυασμών των βασικών τύπων (Uriz, 2003). Επιπλέον η σχέση μεταξύ της μορφής και του σκελετικού πλαισίου είναι λιγότερο εμφανής στις Εξακτινελλίδες (Uriz, 2003). Είναι συχνά συμπαγείς σπόγγοι με ξεκάθαρη μορφή: erect, pedunculated, or sessile, με κλάδους ή όχι, tubular saccular, μανιταροειδής, ρηπιδιοειδής, λεπιδοειδής και φουγαρόσχημοι (Uriz, 2003). Πολλές από αυτές τις μορφές μοιράζονται ένα κύριο δικτυωτό πλαίσιο και ειδικές μορφές εξαρτώνται από δευτερεύουσες κατασκευές στο δικτυωτό πλαίσιο (Uriz, 2003).

Οι δύο δομικές στοιβάδες που μπορούν να διακριθούν σε ένα δημοσπόγγο, είναι το εκτόσωμα και το χοανόσωμα, που απαρτίζονται συνήθως από διαφορετικές βελόνες και δομές (Uriz, 2003). Ο χοανοσωματικός σκελετός παίζει τον κύριο υποστηρικτικό ρόλο στο σπόγγο (Uriz, 2003). Αλλά οι περιφερειακοί σκελετοί μπορούν να περιλαμβάνουν μεγασκληρίτες, μικροσκληρίτες ή και αμφότερους (Uriz, 2003). Μερικοί από τους πιο συχνές δομές στο εκτόσωμα είναι:

- Πυκνοί φράκτες από μεγασκληρίτες αλλά κοντύτεροι από αυτούς στο χοανόσωμα (πχ. Suberitidae, Polymastidae) (Uriz, 2003).
- Δέσμες από κοντούς μεγασκληρίτες που περιβάλλουν την επιφάνεια του σπόγγου (πχ. Raphidophylus, Willardia) ή μεγαλύτερους χοανοσωματικούς μεγασκληρίτες (πχ. Raspailia) (Uriz, 2003).
- Εφαπτομενικές και παραεφαπτομενικές ακανόνιστες μορφές (πχ. Crella, Topsentia, Eriporosis) (Uriz, 2003).
- Ειδικό δίκτυο από βελόνες σαν το χοανόσωμα (πχ. Haliclona) (Uriz, 2003).
- Μικροσκληρίτες συγκεντρωμένοι σε φλοιό (Latrunculia, Geodia, Spirastrella) (Uriz, 2003). Επιπλέον όταν ο εκτοσωματικός σκελετός είναι απών το εκτόσωμα συχνά συγκρατείται από χοανοσωματικές βελόνες που καταλήγουν στην επιφάνεια του σπόγγου και επιτρέπουν σε υποεκτοσωματικά κανάλια να αναπτυχθούν (Uriz, 2003).

Οι πυριτικοί σκελετοί είναι πολύ καλά αναπτυγμένοι στους Δημοσπόγγους και στις Εξακτινελλίδες (Uriz, 2003). Μερικοί σκελετοί Εξακτινελλιδών διαμορφώνονται από χαλαρούς μεγασκληρίτες από διαφορετικούς τύπους (εξακτινωτούς, πεντακτινωτούς, τετρακτινωτούς, τριακτινωτούς και διακτινωτούς), σε συγκεκριμένα συνήθως σημεία του σπόγγου (Uriz, 2003). Οι εξακτινελλίδες έχουν περισσότερο πυρίτιο σε σχέση με την δομική του μονάδα από τους Δημοσπόγγους (Uriz, 2003). Σαν συνέπεια της πυριτικής

ζήτησης , διαβιούν και συγκεντρώνονται σε βαθειά περιβάλλοντα και σε ζώνες ανάβλυσης (Uriz, 2003).

Σχηματισμός βελόνων και χημικά και μοριακά δεδομένα

Η υπόθεση δημιουργίας των βελόνων στους σπόγγους είναι αντικρουόμενη είτε είναι ενδοκυτταρική ή εξωκυτταρική (Uriz, 2003). Η χημική σύσταση στις βελόνες ποικίλει ελάχιστα ανάλογα με το είδος και την χημική σύσταση του νερού , αλλά είναι κυρίως πυριτική με κάποια ιχνοστοιχεία. Άλλα μεταλλικά ιόντα , που δεν λαμβάνουν μέρος στην δημιουργία των βελόνων όπως ο Fe^{++} , εμφανίζονται καθοριστικά στην ενεργοποίηση των ενζύμων που καταλύουν τον πυριτικό πολυμερισμό (Uriz, 2003).

Οι σπόγγοι παίρνουν το πυρίτιο στην μορφή του διαλυμένου πυριτικού οξέως (Uriz, 2003). Η πυριτική πρόσληψη έχει μετρηθεί σε εργαστηριακά πειράματα και μπορεί να μεταβάλλεται ανάλογα με την συγκέντρωση του πυριτίου στο νερό, την θερμοκρασία και άλλους περιβαλλοντολογικούς παράγοντες που επηρεάζουν την φυσιολογία και μεταβολισμό (Uriz, 2003). Θετικές συσχετίσεις μεταξύ της συγκέντρωσης του πυριτίου των θρεπτικών συνθηκών του σπόγγου και της πυριτικής πρόσληψης έχουν αναφερθεί στην *Halichondria panicea*, ενώ η θερμοκρασία δεν επηρεάζει τους ρυθμούς πρόσληψης (Uriz, 2003). Σε αντίθεση η πυριτική συγκέντρωση στο νερό πάνω από ένα όριο μπορεί να μειώσει την πρόσληψη πυριτίου (Uriz, 2003). Εικάζεται ότι πολλοί σπόγγοι ανταγωνίζονται με τα διάτομα την καλοκαιρινή περίοδο (Uriz, 2003). Ωστόσο αυτός ο ανταγωνισμός δεν είναι πιθανός σύμφωνα με τους Reinke και Barthe (1997), δίνοντας στα διάτομα μεγαλύτερο ρυθμό πρόσληψης, μικρότερο σημείο κορεσμού και διαφορετική χωρική κατανομή στην στήλη του νερού και το βυθό (Uriz, 2003).

Υπάρχουν υποθέσεις αν το πυριτικό οξύ μεταφέρεται μέσω του νερού ή απευθείας από το κυτταρόπλασμα (Uriz, 2003). Αποτελέσματα από ακτίνες X και εικόνες από TEM έδειξαν ότι το πυριτικό οξύ εισέρχεται στο μεσοχύλιο απευθείας μέσω μεταβατικής ζώνης μεταξύ των επιθυλιακών κυττάρων (Uriz, 2003). Ο Uriz βρήκε μεγαλύτερο ποσό πυριτίου στα αξονικά νήματα των αναπτυσσόμενων βελόνων από ότι στις ώριμες βελόνες , που δείχνει την στενή σχέση μεταξύ των πρωτεϊνών και του πυριτίου κατά τα αρχικά στάδια της απόθεσης του πυριτίου (Uriz, 2003).

Ο μηχανισμός με τον οποίο το πυρίτιο συγκεντρώνεται και πολυμερίζεται γύρω από το αξονικό νήμα για να δημιουργήσει βελόνες ήταν λίγο γνωστό, μέχρι που ο Shimizu(1998) αναγνώρισε τις κύριες πρωτεΐνες που συνιστούν το αξονικό νήμα και απεδείξε ότι τα

ένζυμα είναι όμοια με τα μέλη της οικογένειας των πρωτεασών (Uriz, 2003). Ο πυριτικός πολυμερισμός είτε σε αβιοτικές συνθήκες είτε από βιο-ορυκτικοποίηση δίνει υπόσταση σε ένα δίκτυο από μικροσφαίρες ή νανοσφαίρες (Uriz, 2003). Άμορφο πυρίτιο προστίθεται σε επόμενα στάδια δίνοντας υπόσταση σε μία ομάλη επιφάνεια βελόνων (Uriz, 2003). Πυριτικές νανοσφαίρες μπορούν να αναγνωριστούν 100-120 nm σε πυκνές ζώνες πλούσιες σε πυρίτιο που περιβάλλουν το αξονικό νήμα του *C. Crambe* (Uriz, 2003).

Γενοτυπικά-περιβαλλοντολογικά συστατικά στην φαινοτυπική εμφάνιση των βελόνων

Έχει πειραματικά αποδειχθεί ότι τα σκληροκύτταρα των σπόγγων παράγουν το αξονικό νήμα σε πολύ μικρές συγκεντρώσεις πυριτίου (Uriz, 2003). Ωστόσο διαφορετικοί τύποι βελονών που είναι απόντες σε περιβάλλοντα χαμηλού πυριτίου μπορούν να παραχθούν στο εργαστήριο όταν η συγκέντρωση του πυριτίου αυξηθεί τεχνητά (Uriz, 2003). Έτσι ο δυνητικός αριθμός των βελονών στα είδη των σπόγγων εξαρτάται από την γενετική , αλλά οι περιβαλλοντολογικές συνθήκες , ειδικά η διαθεσιμότητα του πυριτίου μπορούν να καθορίσουν αν οι γενετικά προκαθορισμένες βελόνες θα εμφανιστούν (Uriz, 2003). Πολλές περιπτώσεις απουσίας συγκεκριμένων τύπων βελονών στους σπόγγους της Μεσογείου οφείλονται στην φτωχή συγκέντρωση του πυριτίου (Uriz, 2003).

Τοποθέτηση των βελονών: Πώς λαμβάνουν την κατάλληλη θέση και προσανατολισμό

Το κάθε είδος βελόνας λαμβάνει μια συγκεκριμένη θέση και προσανατολισμό στο πλαίσιο του σπόγγου (Uriz, 2003). Πρέπει να ληφθούν υπόψη η ανάπτυξη των γενεών , που εμπλέκει συγκεκριμένες πρωτεΐνες στις διαφορετικές ζώνες του σπόγγου κατά την διάρκεια της εξέλιξης. Υπάρχει μια ξεκάθαρος προσανατολισμός στην σκελετική οργάνωση από το χοανόσωμα προς το εκτόσωμα τα περισσότερα είδη σπόγγων και μια ξεκάθαρη ακτινωτή συμμετρία εμφανίζεται στους σκελετους υποσφαιρικών σπόγγων (Uriz, 2003). Στους Ασβεστοσπόγγους διακρίνεται μια πολύπλοκη σκελετική οργάνωση στην οποία η κάθε βελόνα λαμβάνει μια συγκεκριμένη θέση ανάλογα με τις μηχανικές αντοχές που υποδεικνύονται από τα κύτταρα των θεμελίων (Uriz, 2003).

Όταν η πυριτίωση τελειώσει , τα σπογγοκύτταρα διαμορφώνουν μια ζώνη από σπογγίνη γύρω από κάθε βελόνα (Uriz, 2003). Οι ώριμες βελόνες μπορούν να αναγνωριστούν σαν

αλλόχθονες από τα σπογγοκύτταρα , με τον ίδιο τρόπο που τα βασοπινακοκύτταρα σχηματίζουν σπογγίνη για να απομονώσουν τον σπόγγο από το υπόστρωμα (Uriz, 2003). Αφού παγιδευτούν και στερεοποιηθούν στη βασική στρώση ή με άλλες βελόνες με σπογγίνη, οι βελόνες συνιστούν ένα φράγμα στα άλλα μεταφερόμενα βελονοκύτταρα, που κινούνται διαμέσου του μεσοχυλίου ακολουθώντας την κύρια κυτταρική ροή, επομένως ενσωματώνονται οι μεταφερόμενες βελόνες στη ζώνη αύξησης των βελόνων (Uriz, 2003). Η επανάληψη της διαδικασίας οδηγεί στο σχηματισμό μιας στοιχειώδους σκελετικής δομής (Uriz, 2003). Μερικές από αυτές τις παγιδευμένες βελόνες εγκαταλείπονται κατά τη διάρκεια της συνεχούς μορφογενετικής διαδικασίας και έτσι δεν ακολουθούν την γενική κυτταρική ροή (Uriz, 2003).

Σε αντίθεση η ένωση των βελονών λαμβάνει χώρα παράλληλα στις διακτινωτές εξακτινελλίδες (Uriz, 2003). Σε αυτούς τους σπόγγους οι βελόνες πρέπει να παραχθούν σε καθορισμένα σημεία με καθορισμένη αποστάσεις μεταξύ τους για να διαμορφώσουν το δικτυωτό πλαίσιο (Uriz, 2003).

Συνολικά και η “in situ” εκκρίσεις και η μεταφορά βελονών μπορεί να συνδυαστεί κατά την διάρκεια του σχηματισμού του πλαισίου των σπόγγων (Uriz, 2003).

Σκελετικές λειτουργίες

Διαισθητικά οι περισσότερες βελόνες φαίνεται ότι είναι χρήσιμες στις μικροκατασκευές (Uriz, 2003). Για παράδειγμα, οι μονοάξονες μπορούν να συνδιαστούν με διάφορους τρόπους ακολουθώντας τις ίδιες αρχές τις φυσικής και μηχανικής όπως στις ανθρώπινες κατασκευές (Uriz, 2003). Το ερώτημα που εγείρεται είναι γιατί η εξέλιξη έχει επιτρέψει την ύπαρξη πολλών διαφορετικών ειδών βελονών και σκελετικών πλαισίων που παίζουν παρόμοιους ρόλους στην δομή των σπόγγων (Uriz, 2003). Για παράδειγμα, υπάρχουν αρκετά είδη μονοαξόνων που άλλα καταλήγουν σε αμβλύ και άλλα σε οξύληκτα άκρα (Uriz, 2003). Όσον αφορά τους μικροσκληρίτες των Δημοσπόγγων πολλοί από αυτούς είναι χρήσιμοι στη δομή του σκελετικού πλαισίου και συνδυάζονται με τους μακροσκληρίτες (Uriz, 2003).

Υποστηρικτικά κύτταρα και βελτιωτικά της δομικής αντοχής των σπόγγων

Οι πιο εμφανής λειτουργίες του σκελετού στους σπόγγους είναι όπως σε όλους τους οργανισμούς είναι να επιτρέψει την δομική θέση των κυττάρων σε ένα λειτουργικό σώμα (Uriz, 2003). Οι βελόνες που είναι στερεωμένες στο βασικό υπόστρωμα με σπογγίνη

παίζουν αποφασιστικό ρόλο στην μορφογένεση των σπόγγων, λειτουργώντας σαν σημεία πρόσδεσης (Uriz, 2003).

Επιπλέον οι σκελετοί προσφέρουν την απαραίτητη δύναμη στα θαλάσσια ζώα να αντέχουν στις υδροδυναμικές δυνάμεις : ρεύματα, γύρους και κύματα (Uriz, 2003). Ένας ελαστικός κύριος σκελετός είναι απαραίτητος για τις όρθιες μορφές για να ανθίστανται στα ισχυρά θαλάσσια ρεύματα (Uriz, 2003). Οι σκληροσπόγγοι που είναι ιδιαίτερα άφθονοι σε περιβάλλοντα υψηλής κίνησης του νερού , αντιμετωπίζουν τις υδροδυναμικές δυνάμεις προσκολλημένοι σταθερά στο υπόστρωμα σε όλη τους την επιφάνεια και έκταση (Uriz, 2003).

Οι βελόνες παίζουν υποστηρικτικό ρόλο στα κύτταρα κατά τη διάρκεια του σχηματισμού τους όπως σε είδη *Tethya aurantium*, *Haliclona loosanoffi*, και *Mycale contareni* (Uriz, 2003).

Άλλος ρόλος του σκελετικού πλαισίου είναι να μεταφέρει τα κύτταρα του σπόγγου προς την υδάτινη στήλη , επιτρέποντας στον σπόγγο να αναπτυχθεί κατακόρυφα (Uriz, 2003). Τα πλεονεκτήματα της τρισδιάστατης ανάπτυξης για οργανισμούς που τρέφονται μέσω φιλτραρίσματος πολύ συχνά αναφέρεται (Uriz, 2003). Αυτή η ικανότητα μπορεί να βοηθήσει τον σπόγγο να διαφεύγει πλευρικά ή τον ανταγωνισμό για χώρο με τους γείτονες καθώς και την απόφραξη των πόρων με ίζημα (Uriz, 2003). Επιπλέον λόγω της πλαστικότητας τους οι σπόγγοι υπόκεινται σε μορφολογικές και σκελετικές αλλαγές κατά την διάρκεια της ζωής τους με το ελάχιστο μεταβολικό κόστος (Uriz, 2003). Οι σπόγγοι που έχουν την γενετική ικανότητα για τρισδιάστατη ανάπτυξη σκελετού μπορούν να συντηρούν ένα λεπτό σκελετό σε όλη τη διάρκεια της ζωής τους ή μπορούν να μετατραπούν σε χονδρούς -σκληρούς σκελετούς εξαρτώμενοι σε παράγοντες όπως είναι ο ρυθμός ιζηματογένεσης , η προσφορά τροφής και οι υδροδυναμικές δυνάμεις (Uriz, 2003).

Οι βελόνες αντιπροσωπεύουν επικίνδυνα δομικά στοιχεία έναντι σε θηρευτές, ειδικά αφού αποτελούν το 75% της βιομάζας του σπόγγου και τοποθετούνται με την οξύληκτη άκρη τους προς την εξωτερική τους επιφάνεια (Uriz, 2003). Έτσι οι πυριτικοί σκελετοί αποτελούν έναν αμυντικό μηχανισμό έναντι των εισβολέων (Uriz, 2003). Όμως θηρευτές όπως μεγάλα ψάρια και χελώνες καταφέρνουν και καταναλώνουν σπόγγους επειδή είναι εξοπλισμένα με στόματα μεγαλύτερης διαμέτρου από τις βελόνες των σπόγγων (Uriz, 2003). Επιπλέον πολλά σπονδυλωτά και ασπόνδυλα είναι εξειδικευμένα στο να αντιμετωπίζουν τις βελόνες των σπόγγων και είναι αποτέλεσμα πολλών εκατομμυρίων ετών παράλληλης εξέλιξης (Uriz, 2003). Επίσης οι βελόνες μπορεί να υπάρχουν στις προνύμφες των σπόγγων αν και δεν είναι τόσο πιθανό να αποτελεί η ύπαρξη τους αμυντικό μηχανισμό , γιατί η ύπαρξη

βελονών στις προνύμφες είναι σπάνια και το μέγεθος τους δεν είναι αποτρεπτικό για τους θηρευτές (Uriz, 2003).

Πολλές φορές οι διάταξη των βελονών είναι σημαντική στην πρόσληψη τροφής όπως στην οικογένεια Cladorhizidae Dendy (Uriz, 2003). Αυτοί οι σαρκοφάγοι σπόγγοι συλλαμβάνουν μικρά καρκινοειδή που παγιδεύονται από τους μικροσκληρίτες (Uriz, 2003).

Οι βελόνες παίζουν ρόλο στους γαμέτες και την διασπορά των προνυμφών επηρεάζοντας την πλευστότητα τους και επιπλέον παραμένουν αιωρούμενα στο νερό παρασυρόμενα από τα θαλάσσια ρεύματα για μεγάλες αποστάσεις (Uriz, 2003).

Βελόνες και σκελετική δομή : Ασυνέπειες στην παραδοσιακή ταξινόμηση

Το μέγεθος, το σχήμα και η διάταξη των βελονών χρησιμοποιούνται παραδοσιακά ως κύριοι διαγνωστικοί χαρακτήρες στην ταξινόμηση των σπόγγων (Uriz, 2003). Ωστόσο, δεν υπάρχει συναίνεση ως προς την ταξινομική αξία ενός δεδομένου χαρακτήρα και ο ίδιος τύπος χαρακτήρων χρησιμοποιείται σε διαφορετικά ταξινομικά επίπεδα (π.χ., Hooper and van Soest, 2002) (Uriz, 2003). Για παράδειγμα, ο τύπος του σκελετικού πλαισίου χρησιμοποιείται μερικές φορές για να διαφοροποιήσει τα γένη, οικογένειες (π.χ. Raspaillidae από Euryporidae, ειδών που ζουν σε φτωχά σε πυριτίο μεσογειακά ύδατα παράγουν βραχύτερες και λεπτότερες βελόνες από τα αντίστοιχα του Ατλαντικού, ιδίως εκείνα που βρίσκονται στις ζώνες ανάβλυσης (Uriz, 2003). Επιπλέον, οι βελόνες υφίστανται εποχιακές διακυμάνσεις μεγέθους στα *Halichondria panicea* και *Chondrilla nucula* (Uriz, 2003). Το σχήμα του σκελετού μπορεί επίσης να αλλάξει με τις περιβαλλοντικές συνθήκες (Uriz, 2003). Για παράδειγμα, η παρουσία of τερματικών ή υποτερματικών εξωγκομάτων, που διαμορφώνουν στυλοειδείς βελόνες σε τυλοστήλες ή υποτυλοστήλες μπορεί να εξαρτάται από τις συγκεντρώσεις πυριτίου στο νερό (Uriz, 2003). Επιπλέον, έχει δειχθεί πειραματικά τόσο για τους σπόγγους γλυκού νερού όσο και για τα θαλάσσιους σπόγγους ότι η συγκέντρωση του πυριτικού οξέος μπορεί να επηρεάσει τη φαινοτυπική έκφραση διαφόρων τύπων βελονών, οι οποίες δεν παράγονται σε χαμηλής περιεκτικότητας πυριτίου περιβάλλοντα (Uriz, 2003). Όλες αυτές οι σκέψεις, εκτός από τα συγκλίνοντα σχήματα σκελετού και τις σκελετικές διατάξεις, μπορεί να περιπλέξουν τη χρήση στοιχείων σκελετού στην ταξινόμηση των σπόγγων (Uriz, 2003). Παρόλο που οι τύποι βελονών είναι γενετικά τροποποιημένοι και μπορούν έτσι να είναι χρήσιμοι στην ανασυγκρότηση της φυλογένεσης του σπόγγου, θα πρέπει να ληφθεί

υπόψη η διακύμανση του μεγέθους, του σχήματος και των τύπων των βελονών λόγω των περιβαλλοντικών συνθηκών (Uriz, 2003).

Η παρουσία / απουσία ενός τύπου μικροσυστοιχίας διαχωρίζει τα γένη σε πολλές περιπτώσεις (π.χ. *Phyteas* από *Crella*, με και χωρίς τα *ochelae*, αντίστοιχα) επίσης διακρίνει μεταξύ οικογενειών (π.χ. *Geodiidae* με *sterrasters* από *Stellettidae* χωρίς *sterrasters*, και από *Pachastrellidae* με *estrepsters* ή *Hamacanthidae*, *diancisters*, από τις οποίες ανήκουν οικογένειες της *Mycalina*) (Uriz, 2003). Επιπροσθέτως, η παρουσία ενός τύπου μικροσκληρύνσεως θεωρείται ο συναμορφικός χαρακτήρας για μια τάξη (Uriz, 2003).

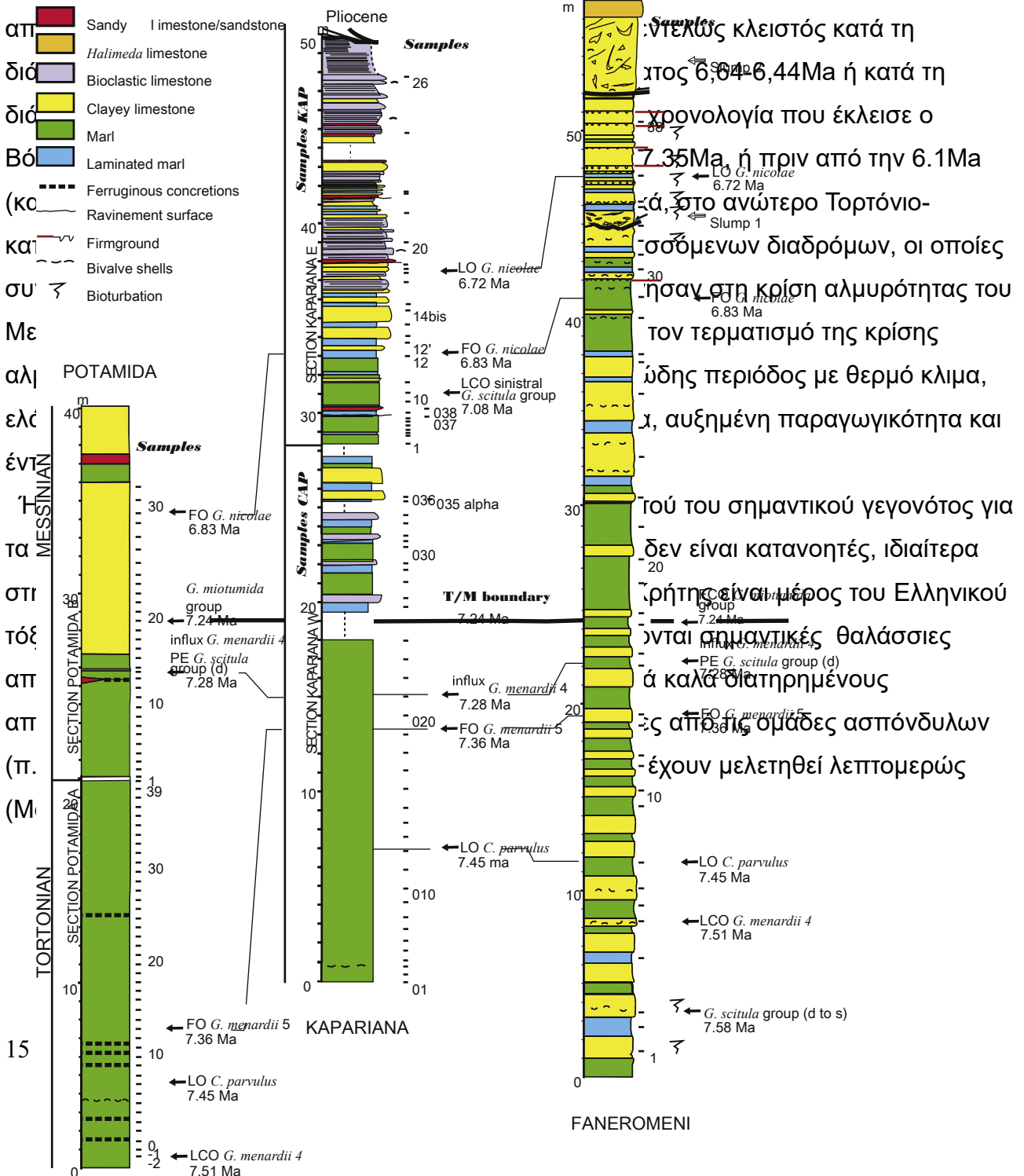
Το μέγεθος των βελονών χρησιμοποιείται συχνά για τη διάκριση μεταξύ ειδών του ίδιου γένους, αν και οι περιβαλλοντικές συνθήκες ενδέχεται να επηρεάσουν αυτό το χαρακτηριστικό (Uriz, 2003). Άτομα ίδιου είδους που ζουν σε φτωχά σε πυρίτιο νερά της Μεσογείου παράγουν λεπτότερες και κοντύτερες βελόνες από είδη πλούσια σε πυρίτιο νερά όπως περιοχές ανάβλυσης (Uriz, 2003). Επιπλέον οι βελόνες διαφοροποιούνται σε μέγεθος ανάλογα την εποχή και επιπλέον η μορφή των βελονών μπορούν να μεταβληθούν ανάλογα με τις περιβαλλοντικές συνθήκες (Uriz, 2003). Ακόμη έχει αποδειχθεί πειραματικά ότι η συγκέντρωση του πυριτικού οξέως στο νερό επηρεάζει την δημιουργία των βελονών όσον αφορά και το μέγεθος και τη μορφή (Uriz, 2003).

3. ΚΡΙΣΗ ΑΛΜΥΡΟΤΗΤΑΣ ΤΟΥ ΜΕΣΣΗΝΙΟΥ

Η Κρίση Αλμυρότητας του Μεσσηνίου αποτέλεσε τη μεγαλύτερη και πιο δραματική παλαιοπεριβαλλοντική μεταβολή στην ιστορία της Μεσογείου, με καθοριστική επίδραση στην μετέπειτα εξέλιξη της λεκάνης και των οικοσυστημάτων (Roveri, 2014). Κατά τη διάρκεια αυτού του πρωτοφανούς γεωλογικού γεγονότος, απομακρύνθηκε το 5% του διαλυμένου άλατος των ωκεανών παγκοσμίως, μέσα σε χρονική διάρκεια μόλις ενός κλάσματος του εκατομμυρίου ετών, δημιουργώντας μία απόθεση με όγκο μεγαλύτερο από ένα εκατομμύριο κυβικά χιλιόμετρα (Roveri, 2014). Ένα θαμμένο αβυσσικό στρώμα άλατος αναγνωρίστηκε με την μέθοδο σεισμικής ανάκλασης και δειγματολήφθηκε κατά την Γεώτρηση 13 του Deep Sea Drilling Project (Roveri, 2014). Ο δολομίτης, ο γύψος, ο ανυδρίτης και ο αλίτης που εντοπίστηκαν στους πυρήνες σχημάτισαν μια εντυπωσιακή εικόνα μιας Μεσόγειας ερήμου σε απόλυτο υψόμετρο μεγαλύτερο των 3 χιλιομέτρων κάτω

από την στάθμη του Ατλαντικού Ωκεανού, με μικρές λίμνες άλμης , που σμικρύνονταν και μεγεθύνονταν ανάλογα με την εξάτμιση (Roveri, 2014).

Η κρίση αλμυρότητας του Μεσσηνίου προκλήθηκε από τον προοδευτικό περιορισμό της ανταλλαγής θαλασσινού νερού μεταξύ του Ατλαντικού Ωκεανού και της Μεσογείου (Moissette, 2012). Οι ανταλλαγές πραγματοποιούνταν μέσω ενός σύνθετου δικτύου διαδρόμων που περιέβαλαν την οροσειρά των Βετίδων (Ισπανία) και του όρους Ρίφ(Μαρόκο) (Moissette, 2012). Η μέγιστη έκταση των Βετικών διαδρόμων συνέβη μετά από 8.35Ma, ενώ η δίοδος γύρω από το Ρίφ άνοιξε στα ~ 8Ma (Moissette, 2012). Οι διάδρομοι των Βετίδων υποβλήθηκαν σε προοδευτικό περιορισμό κατά τη διάρκεια του Τορτόνιου, και θεωρήθηκαν κλειστά από την αρχή του Τορτόνιου έως την αρχή του Μεσσηνίου, ή στα 7.2Ma (Moissette, 2012). Ο νότιος διάδρομος περιορίστηκε σταδιακά



Εικόνα 1. Λιθοστρωματογραφική στήλη και βιοστρωματογραφική (Moissette, 2012).

Η Κρήτη είναι ένας εξαιρετικός χώρος για τη διερεύνηση των οικοσυστημάτων που αναπτύσσονται σε μεγάλο βάθος κατά τη μετάβαση των Τορτόνιου-Μεσσηνίου (T/M), ως

συνέπεια στις διακοπόμενες ανταλλαγές θαλάσσιου νερού Ατλαντικού-Μεσογείου (Moissette, 2012). Τρία τμήματα έχουν επιλεγεί σε τρεις διαφορετικές ιζηματογενείς λεκάνες (Χανιά, Ηράκλειο και Σητεία) προκειμένου να αναλυθούν οι αλλαγές που σημειώθηκαν τόσο στη στήλη ύδατος όσο και στα θαλάσσια οικοσυστήματα κατά την περίοδο του αρχικού περιορισμού των διαδρόμων των Βετίδων κατά την κρίση αλμυρότητας του Μεσσηνίου (MSC) (Moissette, 2012). Από τα δυτικά προς τα ανατολικά, τα τμήματα αυτά είναι τα εξής: Ποταμίδα, Καπαριάνα και Φανερωμένη (Moissette, 2012). Παρά το γεγονός ότι η μελέτη επικεντρώνεται στα βενθονικά τρηματοφόρα, τα μαλάκια, τα βρυόζωα και τα οστρακοειδή, περιλαμβάνονται επίσης δεδομένα που συλλέχθηκαν από ιζηματογενή περιβάλλοντα, με πλαγκτονικά τρηματοφόρα και ψάρια (ωτολίθους) (Moissette, 2012). Η λεπτομερής μελέτη των βενθονικών οργανισμών παρέχει επιπρόσθετες πληροφορίες για τον πυθμένα όπως το βάθος, τη θερμοκρασία, τα θρεπτικά συστατικά και την ποσότητα του οξυγόνου (Moissette, 2012). Επίσης επιχειρείται σύγκριση με κοινά ανθεκτικά ζώα από άλλες λεκάνες της Μεσογείου, προκειμένου να περιγραφούν οι κοινές βιοστρωματογραφικές και παλαιοπεριβαλλοντικές συνθήκες (Moissette, 2012). Δίνεται έμφαση στο παλαιοβάθος και στο ρόλο των ωκεάνιων διαδρόμων (Moissette, 2012).

Προκειμένου να εξηγηθεί η εξάπλωση αυτή των εβαποριτικών αποθέσεων, αρχικά προτάθηκε ότι η Μεσόγειος διατηρήθηκε σε ένα βάθος 200-500 μέτρων καθόλη τη διάρκεια του Μεσσηνίου, δηλαδή ότι ήταν μια ρηχή λεκάνη (Roveri, 2014). Ωστόσο αυτό απορρίφθηκε καθώς βρέθηκαν ιζήματα βαθέων υδάτων κάτω από, ανάμεσα, αλλά και επάνω στους εβαπορίτες της λεκάνης (Roveri, 2014). Επομένως, είναι αποδεκτό σήμερα ότι η Μεσόγειος κατά τη διάρκεια του MSC ήταν μια βαθιά λεκάνη (Roveri, 2014). Όμως πόσο βαθιά (Roveri, 2014); Επίσης, υπήρχε το ερώτημα εάν οι εβαπορίτες αποτέθηκαν σε ρηχό ή βαθύ περιβάλλον (Roveri, 2014). Οι εβαπορίτες που συλλέχθηκαν από τις γεωτρήσεις ωστόσο είχαν χαρακτηριστικά αυτών που σχηματίζονται σήμερα σε περιβάλλοντα ρηχά με περιοδική εισροή ύδατος (Rover, 2014). Ακόμη, εμφανίζονται ίχνη αποξήρανσης (ρωγμές) (Roveri, 2014). Τέλος, απουσίαζαν οι τουρβιδίτες στις βαθύτερες περιοχές (Roveri, 2014). Επομένως, θεωρείτε ότι οι εβαπορίτες αποτέθηκαν σε ρηχό περιβάλλον (Roveri, 2014). Έτσι επικράτησε το σενάριο βαθιάς λεκάνης, ρηχών υδάτων, το οποίο στηρίχθηκε στην εμφάνιση εκτεταμένου δικτύου απορροής ποταμών στην Μεσόγειο κατά το ανώτερο Μειόκαινο, η οποία προκάλεσε ισχυρή διάβρωση και δημιουργία μεγάλων υποθαλάσσιων canyons και διαβρωσιγενείς επιφάνειες, που εντοπίζονται στα σεισμικά προφίλ (Roveri, 2014). Το σενάριο αυτό, όμως, υπαινίσσεται την

αποξήρανση της Μεσογείου και την μετατροπή της σε μια τεράστια έρημο με αλάτι, περίπου 1000 μέτρα κάτω από την παγκόσμια θαλάσσια στάθμη (Roveri, 2014). Αυτή είναι και η μοναδική εξήγηση που έχει δοθεί μέχρι σήμερα (Roveri, 2014).

Ωστόσο υπάρχουν ακόμη προβλήματα, όπως για παράδειγμα ότι δεν μπορεί να εξηγηθεί με βάση το σενάριο αυτό, η απόθεση μεγάλου όγκου και εκτεταμένων, κλαστικών εβαποριτικών αποθέσεων από ροές βαρύτητας, που δείχνουν ότι οι συνθήκες που επικρατούσαν στα βαθέα ύδατα πιθανόν να συνέχιζαν να επικρατούν κατά τη διάρκεια του MSC (Roveri, 2014).

Χρονοστρωματογραφία του Μεσσηνίου (7,25-5,33 Ma)

Η αρχή του Μεσσηνίου έχει τοποθετηθεί σε ένα στρώμα πολύ κοντά στην πρώτη εμφάνιση της *Globorotalia miotumida* στην τομή Oued Akrech (Μαρόκο), που αντιστοιχεί και στην πρώτη μεταβολή στις πανίδες του Μειοκαίνου λόγω της έναρξης του MSC (Roveri, 2014). Το τέλος του Μεσσηνίου (τέλος του Μειοκαίνου), βρίσκεται στη βάση του σχηματισμού Τρούμπι, που συμπίπτει περίπου με την μεγάλη εισροή υδάτων στην Μεσόγειο από τον Ατλαντικό στην τομή Eraclea Minoa (Σικελία) (Roveri, 2014).

Οι αποθέσεις του Μεσσηνίου εμφανίζουν κύκλους μαργών-σαπροπηλών, οι οποίοι προκύπτουν από τις μεταβολές των μεταπτώσεων των ισημεριών (Roveri, 2014). Οι κύκλοι αυτοί αντικαθίστανται από κύκλους μαργών-γύψων στο πρώτο στάδιο του MSC, όπου οι γύψοι αντιστοιχούν στις περιόδους μέγιστων μεταπτώσεων, δηλαδή ελάχιστης ηλιακής ακτινοβολίας, οι οποίες αντιστοιχούν σε ξηρές περιόδους (Roveri, 2014). Η μετάβαση στις εβαποριτικές συνθήκες έλαβε χώρα περίπου στα 5.96Ma, τέσσερις κύκλους επάνω από τη μαγνητική αναστροφή C3An.2n(y) (Roveri, 2014). Κατά την πρώτη φάση απόθεσης εβαποριτών στις περιθωριακές λεκάνες, έχουν καταγραφεί έως 16 κύκλοι, που δίνουν μια συνολική διάρκεια για το στάδιο αυτό περίπου στα 380 χιλιάδες χρόνια (Roveri, 2014). Κατά το τελευταίο στάδιο συναντούμε τους ανώτερους γύψους, οι οποίοι αντιστοιχούν σε 7-10 κύκλους, συνολικής διάρκειας περίπου 180 χιλιάδων χρόνων, και ακολουθούνται από τις αποθέσεις Lago Mare (Roveri, 2014).

Συσχετίζοντας τους κύκλους απόθεσης, από τη βάση του Πλειοκαίνου και προς τα κάτω, το τέλος της εβαποριτικής φάσης τοποθετείται στα 5,53 Ma, με ένα κενό κατά το Μεσσηνίο περίπου στα 60 χιλιάδες χρόνια κατά το οποίο, κυριάρχησαν οι διεργασίες της διάβρωσης και επανιζηματογένεσης εβαποριτών (Roveri, 2014). Επιπλέον, γεωχρονολόγηση U-Pb σε

ζιρκόνια έδωσε ηλικία 5.532 ± 0.0046 Ma σε ένα στρώμα στάχτης στη βάση της μεταεβαποριτικής ακολουθίας στα Απέννινα (Roveri, 2014).

Κλιματικές μεταβολές και ευστατισμός

Γενικά οι μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης που αντιστοιχούν σε παγετώδεις περιόδους κατά το Μεσσηνίο δεν ξεπερνούν τα 50-60 μέτρα (Roveri, 2014). Οι ακμές της καμπύλης των ισοτόπων έχουν αριθμηθεί και συσχετιστεί με τις καμπύλες των αστρονομικών παραμέτρων (Roveri, 2014). Η αρχή του MSC τοποθετείται περίπου στην παγετώδη περίοδο TG32, που χρονολογείται στα 5,97Ma (Roveri, 2014). Οι πιο έντονες παγετώδεις περίοδοι είναι οι TG20-22 (5,75 και 5,79Ma) και οι TG12-14 (5,548 και 5,582Ma), που πιθανόν εξηγούν το στρωματογραφικό κενό μεταξύ πρωτογενών αποθέσεων γύψων και ανωτέρων γύψων, και οδήγησαν στην απόθεση αλίτη και ορυκτών του καλίου κατά την ακμή του MSC (Roveri, 2014).

Στρωματογραφικό μοντέλο της Κρίσης Αλμυρότητας του Μεσσηνίου

Κατώτερο Μεσσηνίο (7,251-5,97 εκατ.χρ.)

Στάδιο προετοιμασίας της εβαποριτογένεσης, όπου έλαβε χώρα (Roveri, 2014) :

1)Πρώτη σημαντική μείωση της ανταλλαγής υδάτων με τον Ατλαντικό, με αποτέλεσμα την ελάττωση της οξυγόνωσης των βαθέων υδάτων (7,15Ma, αμέσως μετά το όριο Τορτονίου-Μεσσηνίου), η οποία συνδέεται με διατομίτες ή ιζήματα πλούσια σε οπάλιο (7,15-6,7Ma) (Roveri, 2014).

2)Απότομη μείωση της βιοποικιλότητας λόγω αυξημένης επιφανειακής αλατότητας, ελλειψη οξυγόνου στον πυθμένα και στρωμάτωση των υδάτων (6,7Ma) (Roveri, 2014).

3)Καθίζηση ασβεσίτη, δολομίτη και αραγωνίτη (6,3-5,97Ma) και πλήρης εξαφάνιση πλαγκτονικών τρηματοφόρων κατά τις περιόδους της ελάχιστης θερινής ηλιακής ακτινοβολίας (Roveri, 2014).

Οι παλαιοπεριβαλλοντικές συνθήκες δεν μεταβλήθηκαν σταδιακά, αλλά με περιοδικότητα 400 Ma (εκκεντρότητα) (Roveri, 2014).

Στάδιο 1 (5,97-5,6Ma)

Πρωτογενείς κατώτεροι γύψοι (PLG) = εναλλαγές έως 16 στρωμάτων συμπαγούς σελενίτη (πάχος στρώματος 1-35μ) με πιο λεπτά στρώματα μαργών (Roveri, 2014).

Οι PLG εμφανίζονται στην δυτική και κεντρική Μεσόγειο, σε απομονωμένα τεμάχια στην Ελλάδα, και μέσα σε επανιζηματοποιημένες αποθέσεις στην Κύπρο (Roveri, 2014). Μέσα σε κάθε εναλλαγή, παρατηρείται σταδιακή προς τα πάνω αύξηση του κορεσμού σε αλάτι μέχρι ένα μέγιστο και μετά πτώση αυτού (Roveri, 2014). Υποδηλώνεται ότι οι γύψοι αποτέθηκαν σχεδόν εξολοκλήρου υποθαλάσσια, σε ρηχό περιβάλλον (< 200μ) με μέτρια οξυγόνωση (Roveri, 2014). Η κυκλικότητα των αποθέσεων οφείλεται στις μεταβολές της μετάπτωσης των ισημερινών (precession)(Roveri, 2014). Έτσι, τα στρώματα γύψου αποτέθηκαν σε ξηρές περιόδους, ενώ οι μάργες σε υγρές περιόδους (Roveri, 2014). Ισότοπα στροντίου στους γύψους δίνουν τιμές αντίστοιχες με αυτές ωκεάνιων υδάτων (Roveri, 2014). Επομένως, εξακολουθούσε εισροή υδάτων από τον Ατλαντικό, η εκροή υδάτων από τη Μεσόγειο ήταν περιορισμένη, και υπηρχε σημαντική ποτάμια απορροή (Roveri, 2014). Γύψοι αποτέθηκαν μόνο στις περιφερειακές λεκάνες με βάθος μικρότερο από τα 200μ (Roveri, 2014).

Σε βαθύτερες περιοχές, οι PLG μεταβαίνουν σε δολομίτες και μάργες πλούσιες σε οργανικό υλικό (Roveri, 2014). Γενικά, σε υπεράλυρα περιβάλλοντα, υπάρχει στρωμάτωση των υδάτων: τα επιφανειακά ύδατα (μέχρι μερικές εκατοντάδες μέτρα) αναμιγνύονται και οξυγονώνονται περιοδικά, ενώ στα βαθύτερα στρώματα της υδάτινης στήλης επικρατούν υποξειδωτικές ή ανοξικές συνθήκες (Roveri, 2014). Έτσι, στον πυθμένα, το θειικό άλας (δηλαδή η γύψος) είναι το μόνο μέσο οξείδωσης της οργανικής ύλης (Roveri, 2014). Άρα, η καθίζηση γύψου στα βαθιά περιβάλλοντα εξαρτάται από την ισορροπία μεταξύ οξείδωσης της οργανικής ύλης και τροφοδοσίας θειικού άλατος από τα ρηχά περιβάλλοντα, όπου δημιουργείται γύψος (Roveri, 2014). Στα ανοξικά περιβάλλοντα, δεν σχηματίζεται γύψος λόγω χαμηλής περιεκτικότητας των υδάτων σε διαλυμένο θειικό άλας, αφού χρησιμοποιείται αυτό για την αποδόμηση της οργανικής ύλης (Roveri, 2014). Ο δολομίτης προκύπτει επίσης λόγω της έλλειψης θειικού άλατος, που αυξάνει την περιεκτικότητα σε ασβέστιο, μαζί με τη διάλυση του γύψου (Roveri, 2014). Πάνω από τους

PLG, εμφανίζεται η Μεσσήνια διαβρωσιγενής επιφάνεια (MES) (Roveri, 2014). Στις περιφερειακές λεκάνες, η MES κόβει τις PLG και την προεβαποριτική ακολουθία και ακολουθείται από τις αποθέσεις του σταδίου 3 (Roveri, 2014).

Στάδιο 2 (5,6-5,55 εκατ.χρ.)

- Παχιά στρώματα αλίτη πρωτογενούς απόθεσης και κλαστικές αποθέσεις γύψου (RLG) (Roveri, 2014).
- Εκτεταμμένη διάβρωση και MES, λόγω της σημαντικής πτώσης της θαλάσσιας στάθμης της Μεσογείου (Roveri, 2014).
- Οι παγετώδεις περίοδοι TG14 και TG12 μείωσαν περαιτέρω την ανταλλαγή υδάτων με τον Ατλαντικό, εμποδίζοντας εντελώς την εκροή (Roveri, 2014).
- Έντονος τεκτονισμός καθόρισε την εμφάνιση των αποθέσεων σε τοπικό επίπεδο (Roveri, 2014).

Οι PLG δεν είναι πλευρικά ισοδύναμοι με τους RLG, γιατί στις περιφερειακές λεκάνες η MES κόβει τους PLG αλλά μετατρέπεται σε σχετική συμφωνία με τη βάση των RLG, επάνω από ιζήματα (δολομίτες και μάργες) που είναι ισοδύναμα με τους PLG (Roveri, 2014). Η μεγάλη πτώση της θαλάσσιας στάθμης οδήγησε σε αποσυμπίεση, λόγω της μείωσης του πάχους της υδάτινης στήλης, και τα περιθώρια έγιναν πιο απότομα καθώς ο φλοιός επιβαρύνθηκε με το πάχος του αλατιού (Roveri, 2014). Αυτό είχε ως αποτέλεσμα την αστάθεια των κλιτύων και την διάβρωση και επαναπόθεση των PLG σαν κλάστες γύψου διαφόρων μεγεθών (Roveri, 2014). Ως συνέπεια, ο χρόνος κατά τον οποίο ο γύψος μπορούσε να αλληλεπιδράσει με το νερό στα βαθέα περιβάλλοντα περιορίστηκε και άρα υπήρχε πλέον ο απαραίτητος χρόνος ώστε να αποτεθεί γύψος στις βαθιές λεκάνες (Roveri, 2014).

Πρωτογενής απόθεση εβαποριτών στο στάδιο 2 έλαβε χώρα: ως συσσωματώματα γύψου σε ορισμένα περιθώρια που δε διαβρώθηκαν (π.χ. Σικελία), ή ως παχιά και εκτεταμμένα στρώματα αλίτη και αλάτων K-Mg σε κάποιες υπολεκάνες (Roveri, 2014). Και οι δύο φάσεις εμφανίζουν λιθολογικά ετήσιους ή πολυετήσιους κύκλους απόθεσης (Roveri, 2014).

Κατά την ακμή του MSC, οι συνθήκες εβαποριτογένεσης δεν ήταν συνεχείς, αλλά σχετίζονταν με τις κλιματικές μεταβολές με περιοδικότητες 3-5, 9, 11-13, 20-27 και 50-100 χρόνων (Roveri, 2014). Άρα προκύπτει ότι το σύνολο των αποθέσεων αλίτη δημιουργήθηκε κατά τη διάρκεια μόλις 1-2 χιλιάδες χρόνια (Roveri, 2014).

Στάδιο 3 (5,55-5,33 εκατ.χρ.)

Ανώτεροι Γύψοι (UG) = σελενίτης και συσσωματώματα γύψου σε ρηχές υπολεκάνες της νότιας και ανατολικής Μεσογείου (Roveri, 2014).

Κλασικά ιζήματα χωρίς εβαπορίτες στη βόρεια και δυτική Μεσόγειο (Roveri, 2014).

- Πολύ χαμηλές τιμές του λόγου ισοτόπων στροντίου σε εβαπορίτες και απολιθώματα (Roveri, 2014).

Η απόθεση γύψου ελέγχεται και πάλι από τις μεταβολές των μεταπτώσεων των ισημεριών, με αποτέλεσμα τη δημιουργία κύκλων (έως 10), όπως και στους PLG (Roveri, 2014). Οι ενδιάμεσες μάργες σχηματίστηκαν σε ρηχά περιβάλλοντα και εμφανίζουν πανίδα υφάλμυρων έως γλυκών υδάτων τύπου Παρατηθύος (Roveri, 2014). Η απόθεση συνολικά έγινε σε παρόμοια περιβάλλοντα με τους PLG αλλά από ύδατα με πολύ χαμηλότερη περεκτικότητα σε ωκεάνια ή ποτάμια (Roveri, 2014).

Γενικά, στο στάδιο 3 επικρατούν υπεράλμυρες συνθήκες, με τον πλήρη αποκλεισμό της Μεσογείου από τον Ατλαντικό και την εισροή υδάτων από την Παρατηθύ, εξαιτίας σχετικής ανόδου της βάσης της Μεσογείου (Roveri, 2014). Παρ' όλα αυτά, στις αποθέσεις της φάσης Lago Mare έχουν βρεθεί θαλάσσια ψάρια και αλκενόνες, που δείχνουν ότι η επικοινωνία με τον Ατλαντικό πιθανόν να ήταν δυνατή τουλάχιστον κατά περιόδους (Roveri, 2014).

Ζάγκλιο (τέλος του MSC, κατακλυσμός της Μεσογείου, 5,33Ma)

Επικρατούν πλήρεις και σταθερές θαλάσσιες συνθήκες (Roveri, 2014). Το λιθολογικό και παλαιοντολογικό όριο είναι σαφές και απότομο, και καταγράφεται ταυτόχρονα σχεδόν σε όλες τις τομές και στους πυρήνες (Roveri, 2014). Αυτό δείχνει πιθανόν ένα στιγμιαίο γεωλογικά γεγονός, που θεωρείται ότι ήταν η απότομη κατάρρευση του Γιβραλτάρ και ο κατακλυσμός της Μεσογείου (Roveri, 2014). Τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα

ξαναεμφανίζονται απότομα, ενώ τα βενθονικά τρηματοφόρα καθυστερούν για περίπου δύο με τρεις κύκλους μετάπτωσης των ισημεριών, πιθανόν μέχρι να επανέλθει η κυκλοφορία των υδάτων στην λεκάνη (Roveri, 2014). Είναι ακόμα άγνωστο το μέγεθος της ανόδου της θαλάσσιας στάθμης κατά τη διάρκεια του γεγονότος αυτού, γιατί δεν υπάρχουν αξιόπιστοι δείκτες παλαιοβάθους (Roveri, 2014). Οι θαλάσσιοι σχηματισμοί Τρούμπι και Argille Azzurre εμφανίζονται επάνω στον σχηματισμό Lago Mare του σταδίου 3, διαμέσου ενός μεταβατικού στρώματος πλούσιου σε οργανικό υλικό (Roveri, 2014).

Υποθαλάσσια δεδομένα (γεωτρήσεις & γεωφυσικά)

Επιφάνειες ανακλαστήρων

Στα σεισμικά προφίλ εμφανίζονται πολύπλοκα υδρογραφικά δίκτυα κατά το Μεσσήνιο (Αίγυπτος, Κόλπος των Λεώντα, Έβρος Ισπανίας, Βαλένθια, Κοιλιάδα του Πο, λεκάνη Αδριατικής) που οριοθετούνται από τη MES, όπως αυτή προεκτείνεται από τη χέρσο (Roveri, 2014). Στα βαθύτερα τμήματα της λεκάνης, η MES διαχωρίζεται σε δύο τουλάχιστον επιφάνειες: την κατώτερη επιφάνεια (BS/BES), και την ανώτερη επιφάνεια (TS/TES) (Roveri, 2014). Η MES προέκυψε από την μεγάλη πτώση της θαλάσσιας στάθμης κατά το στάδιο 2, και έχει συσχετιστεί με μια διαβρωσιγενή επιφάνεια σε σεισμικές γραμμές της Μαύρης Θάλασσας στη βάση του Πλειοκαίνου (Roveri, 2014). Έτσι, χρονικά, έχουμε πρώτα PLG στις περιθωριακές λεκάνες, μετά MES (περιθώρια)/BS, BES (βαθιές λεκάνες) και ακολούθως RLG (περιθώρια)/αλίτης (βαθιές λεκάνες) (Roveri, 2014). Η TS, TES είναι σε σχετική συμφωνία επάνω από τις αποθέσεις του MSC και κάτω από τα Πλειοτεταρτογενή ιζήματα (Roveri, 2014). Επίσης εμφανίζονται ενδιάμεσες διαβρωσιγενείς επιφάνειες τοπικά (Roveri, 2014).

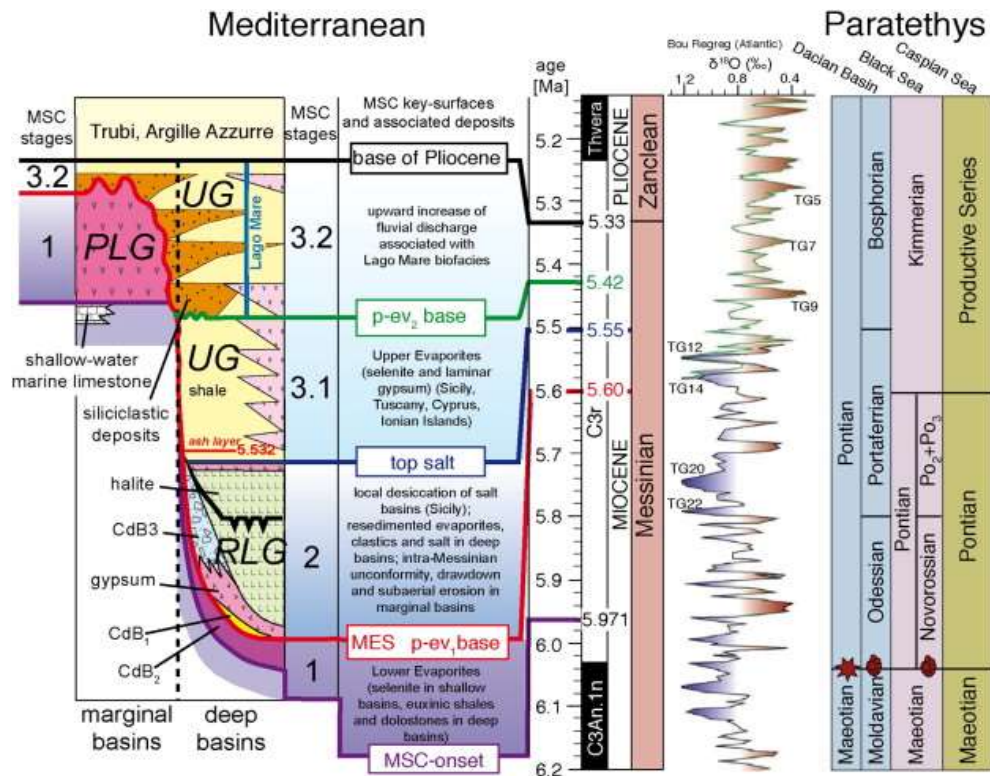
Ενότητες απόθεσης

Το Μεσσήνιο αποτελείται από τις εξής ενότητες (Roveri, 2014) :

Κινητική ενότητα (mobile unit, MU) = παχύ στρώμα αλατιού, overlapping στα περιθώρια, εμφανίζει πλαστική παραμόρφωση, λιστρικά ρήγματα, κυρίως εντοπίζεται στα βαθύτερα τμήματα (Roveri, 2014).

Κατώτερη ενότητα (LU) = τουρβιδίτες και ροές βαρύτητας, πιθανόν ισοδύναμες με τα στρώματα του PLG και RLG (Roveri, 2014).

Ανώτερη ενότητα (UU) = κλασική ακολουθία όσο πλησιάζει στα περιθώρια, στο ανώτερο τμήμα εμφανίζεται πανίδα και χλωρίδα όμοια με της Παρατηθούς (Roveri, 2014).



Εικόνα 2.Χρονοστρωματογραφική συσχέτιση των γεγονότων του ανωτέρου Μειοκαίνου-κατωτέρου Πλειοκαίνου αναφορικά με την Κρίση Αλμυρότητας του Μεσσηνίου για την Μεσόγειο (Manzi, 2016) και την Παρατηθού (Manzi, 2016), καθώς και συσχέτιση με τις καμπύλες των ισotόπων οξυγόνου από το Ατλαντικό περιθώριο στο Μαρόκο (Manzi, 2016). CdB, Calcare di Base. Τα σύμβολα με κόκκινο αντιστοιχούν στις εισροές των θαλάσσιων νανοαπολιθωμάτων ή/και των τρηματοφόρων (Manzi, 2016).

4. Περιοχή Μελέτης

Γεωλογικές τομές :

Ο τομή της Τόχνη εμφανίζεται στους χερσότοπους ένα χιλιόμετρο νοτιοδυτικά του χωριού Τόχνη (Νότια Κύπρος) , που βρίσκεται στα νοτιοανατολικά στην κατάληξη του ορεινού

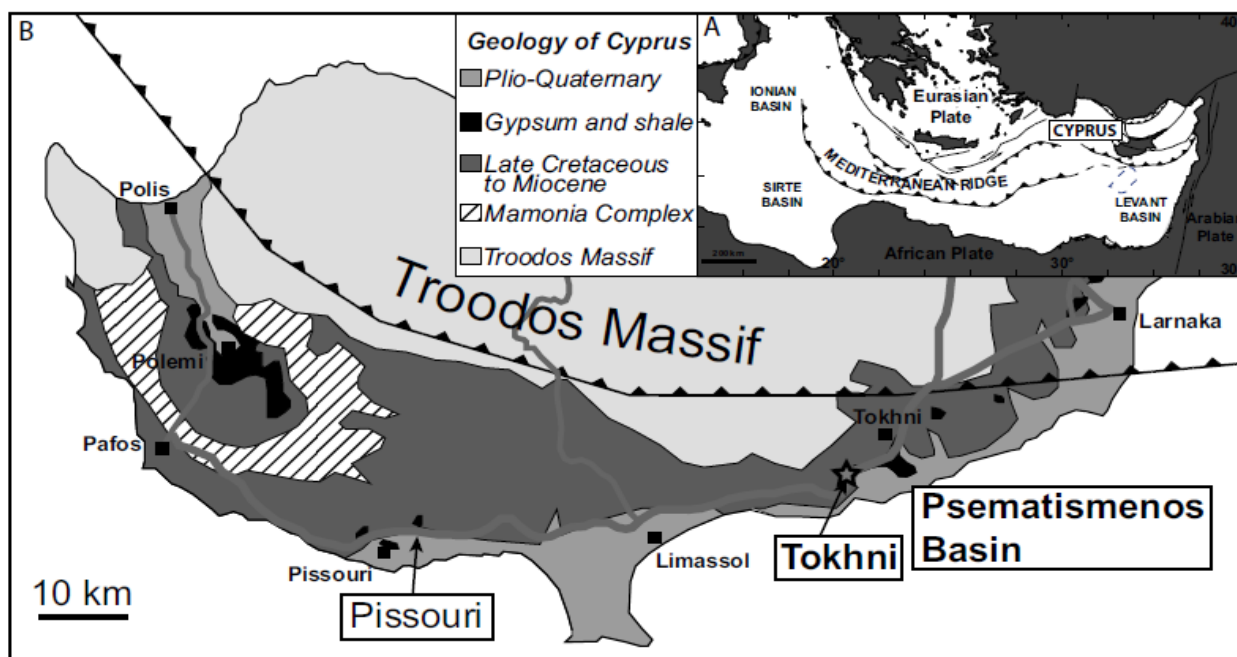
όγκου του Τρόοδος, στην λεκάνη Ψεματισμένος (Gennari, 2018). Στην τομή της Τόχνη διακρίνεται 4 υποενότητες και περιλαμβάνει το άνω τμήμα του σχηματισμού Πάχνα και τους εβαπορίτες της Καλαβάσου (Gennari, 2018). Ο σχηματισμός Πάχνα διακρίνεται σε τέσσερις υποενότητες όπως προτάθηκε από τον (Gennari, 2018).

Υποενότητα PK A1: συνιστάται από παχιά εναλλαγή σκοτεινότεφων και πιο ανοιχτόχρωμων ομοιογενών μπλε μαργών. Οι Orszag-Sperber et al. 2009 αναγνώρισαν στο Τορτόνιο το όριο του Μεσσηνίου στο ανώτερο τμήμα της υποενότητας αυτής την πρώτη εμφάνιση του πλαγκτονικού τρηματοφόρου *Globorotalia miotumida* (Gennari, 2018).

Υποενότητα PK A2: χαρακτηρίζεται από μία πρότυπη λιθολογική κυκλική ακολουθία που χαρακτηρίζεται από μία εναλλαγή από μάρμαρα και κόκκινους σχιστολίθους (Gennari, 2018).

Υποενότητα PK A3: χαρακτηρίζεται κυρίως από κυκλική εναλλαγή κόκκινων σχιστολίθων και λευκών μικριτικών ασβεστολίθων. Η βάση τους χαρακτηρίζεται από υπόλευκο ασβεστόλιθο πάχους 80cm (Gennari, 2018). Ωστόσο από 15 m και άνωθεν, η βάση αυτής της υποενότητας, αποτελείται από στρώσεις μαρμάρου/ ή και ροζ διατομιτών που συνδέονται με /ή αντικαθιστούν τον υπόλευκο ασβεστόλιθο μέσα στο βασικό κύκλο (Gennari, 2018). Οι διατομίτες είναι ιδιαίτερα συχνοί στο επάνω μέρος της εν λόγω υποενότητας και εντός της ανώτερης υποενότητας PK B (Gennari, 2018). Τα μικριτικά ασβεστολιθικά στρώματα, ιδιαίτερα τα χαμηλότερα, είναι πλευρικά συνεχή και εύκολα ανιχνεύσιμα στο πεδίο και χρησιμοποιήθηκαν ως κλειδιά για την ανακατασκευή του σχηματισμού της Τόχνης (Gennari, 2018). Αυτά τα στρώματα αποτελούνται από ένα μείγμα αργίλου και κοκκολίθων συνδεδεμένους με μικρού μεγέθους ασβεστολιθικούς κρυστάλλους (Manzi et al. (2016)) (Gennari, 2018). Ένα άλλο βασικό στρώμα κλειδί που παρατηρήθηκε στο άνω μέρος αυτής της υποενότητας είναι ένα λεπτό στρώμα κροκαλοπαγών που δείχνει μία επιφάνεια διάβρωσης (Gennari, 2018). Αυτό το στρώμα αποτελείται από κροκάλες που προέρχονται από ασβεστολίθους που κολυμπούν σε ένα βιοκλαστικό πακόλιθο, το οποίο περιλαμβάνει πλαγκτονικά και βενθονικά τρηματοφόρα, πυριτικούς βελόνες σπόγγων, και θραύσματα κοραλλιογενών φυκών (Gennari, 2018). Αραιοί μεγέθους ιλύος χερσογενείς κόκκοι είναι παρόντες (Gennari, 2018).

Υποενότητα PK B: αυτή η ανώτατη υποενότητα αναγνωρίστηκε μόνο στις Νοτίες υπό-τομές Το 2 και Το 3 (Gennari, 2018). Χαρακτηρίζεται από την εμφάνιση τριών στρώματα ασβεστολίθων (A, B, C), που φανερώνουν διαφορετικά χαρακτηριστικά από τους ασβεστολίθους της υποενότητας PK A3 και παρεμβάλλονται κοκκινωπός σχιστόλιθος και ροζ διατομίτες (Gennari, 2018). Οι ασβεστόλιθοι χαρακτηρίστηκαν σαν στρωματολίθοι, που υποδηλώνουν την περιοδική ρήχηση και αποξήρανση της λεκάνης (Gennari, 2018). Αντίθετα οι Manzi et al.(2016) δεν αναγνώρισαν στοιχεία σχετικά με τη ρήχηση και την αποξήρανση. Σύμφωνα με αυτούς, το κατώτερο μέρος του ασβεστολίθου A είναι ένας λεπτοστρωματώδης μικροβιαλίτης που περιλαμβάνει κοιλότητες που ενδεχομένως υποδηλώνουν αντικατάσταση από υποχλωριομετρικούς κρυστάλλους γύψου, να αντικαθίστανται διαδοχικά από μικρίτες (Gennari, 2018). Το ανώτερο τμήμα του A ασβεστολίθου δείχνει άμεση επανεπεξεργασία του μικροβιαλίτη από υπουδάτινες βαρυτικές ροές (Gennari, 2018). Τα δύο ανώτατα στρώματα ασβεστολίθου (B, C) παρουσιάζουν εντελώς διαφορετικά χαρακτηριστικά και εσωτερική δομή (Gennari, 2018). Αυτοί αποτελούνται από χονδρόκοκκα κλαστικά ιζήματα grainstone και rudstone που πιθανώς προέρχονται από την αποσυναρμολόγηση μίας ανθρακικής πλατφόρμας από που σχηματίστηκε στην περιοχή της Τόχνης (Robertson et al. 1995) (Gennari, 2018). Το όριο μεταξύ των σχηματισμών Πάχνα και Καλαβάσου είναι απότομο και ασύμφωνο (Gennari, 2018). Στην πραγματικότητα όπως περιγράφεται από τους Manzi et al.(2016), το ανώτερο μέρος του σχηματισμού Πάχνα δείχνει από νότο προς βορρά : 1) την εξαφάνιση της υποενότητας του PKB, 2) προοδευτική ασυμφωνία της υποενότητας PK A3, 3) η απότομη κλίση του στρώματος των εβαποριτών του σχηματισμού Καλαβάσου σε σχέση με το σχηματισμό του Πάχνα. Κατά συνέπεια, η βάση του σχηματισμού του Καλαβάσου είναι μια γωνιώδης ασυμφωνία και συμπίπτει με την Μεσσήνια επιφάνεια διάβρωσης (MES) (Gennari, 2018). Πράγματι αυτοί οι εβαποριτές είναι κλαστικοί και ανήκουν στον επανακατεργασμένο κατώτερο Γύψο (RLG, Roveri et al.2009) που αποτέθηκε κατά τη διάρκεια του σταδίου 2, αντί να αντιπροσωπεύουν τον πρωτογενή κατώτερο Γύψο (PLG, Roveri et al. 2009) του σταδίου 1, όπως προηγουμένως υποστήριξαν οι Orszag-Sperber et al (2009) (Gennari, 2018). Στην παρούσα μελέτη επικεντρωθήκαμε στο ανώτερο μέρος της τομής της Τόχνης που αντιστοιχεί στις υποενότητες PK A3 PK B (Gennari, 2018).



Εικόνα 8. Α) Γενικευμένος γεωλογικός χάρτης της Κεντρικής και Ανατολικής Μεσογείου και Β) του νοτιοδυτικού τμήματος του νησιού της Κύπρου με ένδειξη της θέσης των σχηματισμών της Τόχνης (Orszag-Sperber et al.2009, Manzi et al.2016 this study, Gennari, 2018) και Pissouri (Krijgsman et al.2002, Kouwenhoven et al.2006, Gennari, 2018).

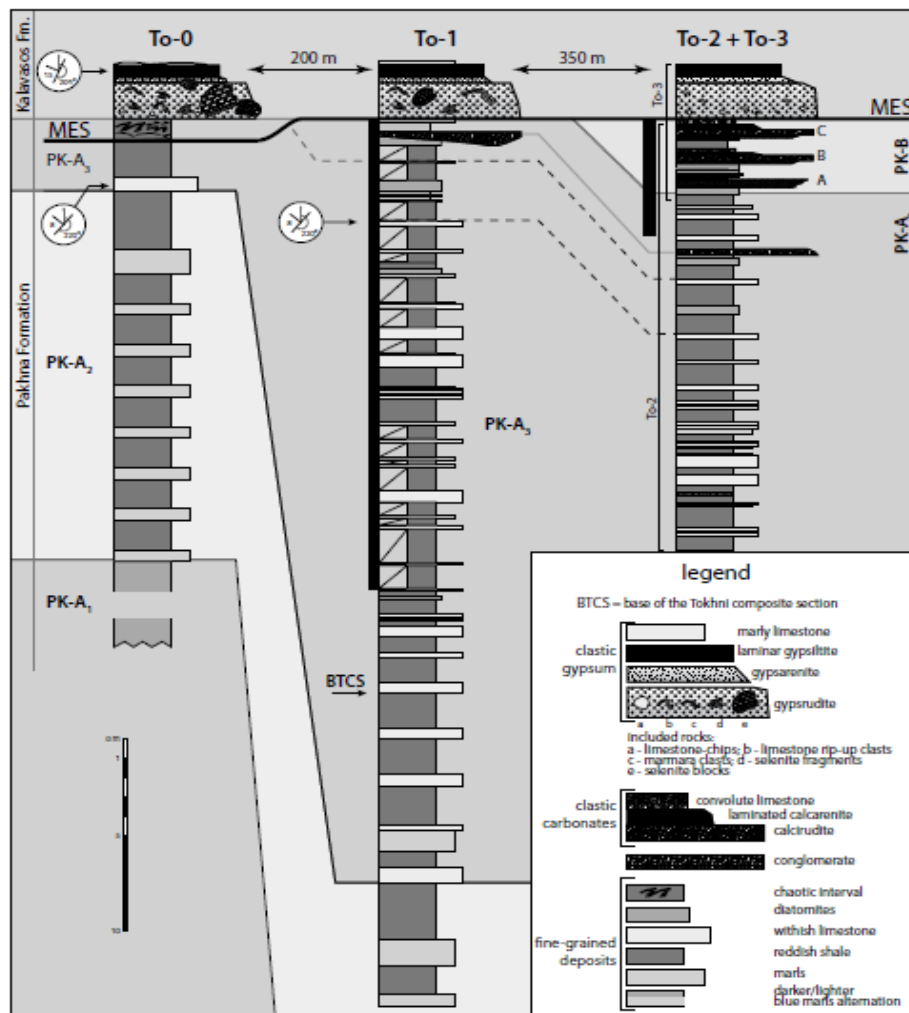
Μαγνητοστρωματογραφία

Ένα σύνολο 16 δειγμάτων συλλέχθηκαν στο τμήμα Το-1 (διάστημα 10-31,5m της τομής της Τόχνης), κυρίως από τα μητρικά ασβεστολιθικά στρώματα, λόγω των διάχυτων θραυσμάτων σχιστολίθων και των ελασμάτων των διατομιτών (Gennari, 2018). Τα δείγματα υπέστησαν θερμική απομαγνητοποίηση σε μια ηλεκτρική χοάνη ACS, στο εργαστήριο Παλαιομαγνητισμού των Άλπεων, όπου αρχικά θερμαίνεται στους 100 βαθμούς κελσίου και ακολούθως στους 340-450 βαθμούς κελσίου, από διαδοχικά αυξανόμενα ανά 30 βαθμούς κελσίου (Gennari, 2018). Σε κάθε στάδιο εμείς μετρήθηκε η παραμένουσα μαγνήτιση σε ένα κρυογονικό μαγνητόμετρο DC SQUIDS 2G Enterprises και τη μαγνητική επιδεκτικότητα για έλεγχο θερμικών μεταβολών της μαγνητικής ορυκτολογίας (Gennari, 2018). Τα δεδομένα NRM ήταν επεξεργασμένα με το λογισμικό Remasoft, το οποίο υπολόγισε την κύρια μερική ανάλυση του γραμμικού διανύσματος που συλλέγονται από τ ορθογώνιας προβολής, απομαγνητισμένων διαγραμμάτων για να εξασφαλίσουν την χαρακτηριστική μόνιμη μαγνήτιση (ChRM) (Gennari, 2018).

Τρηματοφόρα

Τα 87 δείγματα που συλλέχθηκαν από τα τμήματα Το 1, Το 2 και Το 3 ξηράνθηκαν και μετά διαποτίστηκαν με αραιωμένα διαλύματα H₂O₂ για μερικές μέρες, πλύθηκαν χρησιμοποιώντας ένα πλέγμα 63μm, αποξηράνθηκαν ξανά και κοσκινίστηκαν για να ληφθεί το κλάσμα μελέτης 125μm (Gennari, 2018). Τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα, που συλλέχθηκαν από την τομή της Τόχνης είναι προβληματικά: α) επανεπεξεργασμένα δείγματα του Ηωκαίνου και του μέσου Μειοκαίνου εμφανίζονται στο PK A2 και στο κατώτερο μέρος της υποενότητας PK A3, μέχρι τα 7μ του σχηματισμού και ελαττώνονται σταδιακά προς τα επάνω, β) στο διάστημα 0-28m η παρουσία των τρηματοφόρων μεταβάλλεται εύκολα και μειώνονται απότομα περίπου από τη βάση έως τα 28μ (Gennari, 2018). Ειδικότερα, οι πιο σημαντικοί ασβεστόλιθοι ξεκινούν περί των 11,5 m είναι άγονοι από βενθονικά και πλαγκτονικά τρηματοφόρα, γ) ανόργανα σωματίδια (τεράστιοι κόκκοι, μη κατακερματισμένο ίζημα) , αντιπροσωπεύουν ένα μεγάλο μέρος των αποπλυμένων υπολειμμάτων, δ) η σύγκριση είναι γενικά ανεπαρκής (Gennari, 2018). Για αυτούς τους λόγους, πραγματοποιήθηκαν ποιοτικές παρατηρήσεις στα δείγματα που συλλέχθηκαν από το PK A2 και από το κατώτερο τμήμα της υποενότητας PK A3 (Gennari, 2018). Μια ημι-ποσοτική ανάλυση επιλεγμένων ειδών πραγματοποιήθηκε στα 48 από τα 60 συλλεγμένα δείγματα από τις υποενότητες PK A3 και PK B (από τα 7μ και πάνω από τη τομή της Τόχνης) αποφεύγοντας δείγματα που δεν περιλαμβάνουν τρηματοφόρα (ασβεστόλιθοι) και δείγματα που χαρακτηρίζονται από πολύ αραιωμένα τρηματοφόρα ή/και πολύ κακοσυντηρημένα (Gennari, 2018). Μαζί με τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα, όλα τα *Globigerina*, *Globigerinoides* και *Globigerinita* συστάθηκαν αντιστοίχως ως γένη (Gennari, 2018). Ωστόσο η *Globigerina bulloides* κυριαρχεί σε μεγάλο βαθμό μεταξύ της *Globigerina gr*, και *Globigerinita glutinata* και σε σχέση με την *Globigerinita gr* (Gennari, 2018). Αριστερόστροφα και δεξιόστροφα περιτυλιγμένα *Neogloboquadrina acostaensis* λαμβάνονται ως ξεχωριστά (Gennari, 2018). *Bolivinids*, *Buliminids*, *Elphidiids* θεωρούνται γενικές ομάδες μεταξύ των βενθονικών τρηματοφόρων (Gennari, 2018). Μια ομάδα ειδών δείχνει χαμηλές εμφανίσεις και περιλαμβάνει τα *Hanzawaia boueana*, *Cancris oblungus*, *Valvulineria complanata*, *Rosalina globularis*, *Ammonia sp*, τα οποία συγκεντρώθηκαν μαζί ως χαμηλής εσωτερικής ταξινόμησης (Gennari, 2018). Κάθε είδος επιλέχθηκε και μετρήθηκε με μέγιστο τα 9 πεδία (από τα 45) με μία τυπική μέθοδο συλλογής, εάν αυτό δεν υπερβαίνει τα 30 δείγματα (Gennari, 2018). Ο συνολικός πληθυσμός των πλαγκτονικών και βενθονικών τρηματοφόρων και η παρουσία συγκεκριμένων ειδών,

κανονικοποιήθηκε κατόπιν σε ένα πεδίο και σχεδιάστηκε σε σχέση με το στρωματογραφικό ύψος (Gennari, 2018). Επίσης υπολογίστηκε η αναλογία P/B ως $P*(P+B)/100$, όπου τα P ,B αντιπροσωπεύουν τον συνολικό αριθμό των πλαγκτονικών και βενθονικών τρηματοφόρων ανά πεδίο, αντίστοιχα (Gennari, 2018).



Εικόνα 9. Λιθολογικό προφίλ των 4 υποενοτήτων που ξεπροβάλλουν κοντά στο χωριό Τόχνη. Το βάθος και η κλίση των στρωμάτων των τομών Τόχνης και Καλαβάσου προβάλλεται προκειμένου να τονιστεί μια ασυμφωνία που σχετίζεται επιφάνεια διάβρωσης του Μεσσηνίου (MES). Η βάση της τομής της Τόχνης υποδεικνύεται με ένα βέλος στην υποενοότητα To-1. Η μαύρη ράβδος δίπλα στις υποενοότητες To-1,2 και 3 δείχνει το διάστημα των δειγμάτων των ασβεστολιθικών νάνο-απολιθωμάτων για ποσοτική ανάλυση και για ημιοποσοτική ανάλυση των τρηματοφόρων (Gennari, 2018).

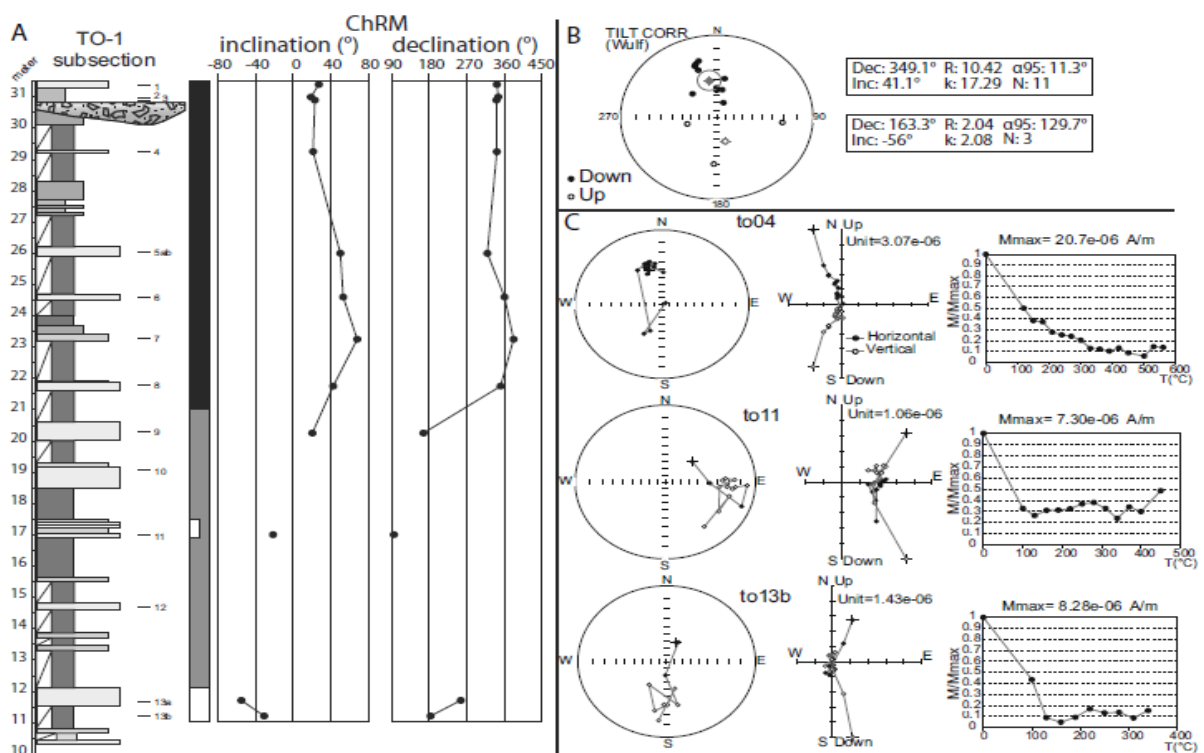
ΑΣΒΕΣΤΟΥΧΑ ΝΑΝΟΑΠΟΛΙΘΩΜΑΤΑ

Οι συγκεντρώσεις των ασβεστούχων νανοαπολιθωμάτων στα 60 από τα 87 δείγματα που συλλέχθηκαν από την Τόχνη εντός των υποενοτήτων PK A3 PK B (8-36.5m), μελετήθηκαν σε διαφάνειες με μικροσκόπιο με 1250 μεγέθυνση υπό διασταυρούμενο πολωμένο φως (Gennari, 2018). Η προετοιμασία των διαφανειών πραγματοποιήθηκε με απλές συγκεκριμένες τεχνικές, ώστε να διατηρηθεί η αρχική σύνθεση του ιζήματος (Bown and Young 1998) (Gennari, 2018). Μόνο τα ανώτερα δείγματα ήταν άγωνα από ασβεστούχα νανοαπολιθώματα (Gennari, 2018). Πραγματοποιήθηκαν ποσοτικές αναλύσεις με μετρήσεις τουλάχιστον 500 δειγμάτων, όπου κάθε δείγμα και οι σχετικές του ακμές εκφράζονται επί % του συνόλου (Gennari, 2018). Τα ποσοστά ακμών σημαντικών ειδών καταγράφηκαν σε σχέση με το στρωματογραφικό τους επίπεδο (Gennari, 2018). Οι συχνότητες από τα πολύ σπάνια και βιοστρωματογραφικά σημαντικά γένη (όπως *Amaurolithus*, *Discoaster*) εκτιμήθηκαν με την καταμέτρηση του αριθμού των δειγμάτων σε 500 οπτικά πεδία, που αντιστοιχεί σε επιφάνεια 11250 mm² (Gennari, 2018). Οι παρουσίες των εν λόγω κατηγοριών εκφράζονται σε n/mm² (Gennari, 2018). *Discoaster spp* εντοπίστηκαν σε επίπεδο είδους, εντούτοις και οφείλονται στην πολύ χαμηλή παρουσία του *D.surculus*, συμπεριελήφθησαν τα *D.surculus*, *D.variabilis* στην ομάδα *Discoaster variabilis* (Gennari, 2018).

ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΜΑΓΝΗΤΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ

Οι διαδρομές θερμικού απομαγνητισμού δείχνουν ότι μεταξύ της φυσικής παραμένουσας μαγνήτισης (NRM) και 180 βαθμών κελσίου, ένα κανονικά προσανατολισμένο, χαμηλής θερμοκρασίας συστατικό είναι γενικά απομαγνητισμένο (Gennari, 2018). Μεταξύ 180 και 340- 560 βαθμών C μπορεί να απομονωθεί ένα δεύτερο συστατικό, παρουσιάζοντας τόσο κανονική όσο και ανάστροφη πολικότητα και έτσι ερμηνεύεται ως το χαρακτηριστικό στοιχείο (ChRM) (Gennari, 2018). Ωστόσο στους 340 βαθμούς C τα δείγματα που συλλέχθηκαν μεταξύ 10 και 19m εξακολουθούν να διατηρούν το 10-20% της αρχικής παραμένουσας μαγνήτισης, και μια περαιτέρω αύξηση της θερμοκρασίας συνήθως οδηγεί σε τυχαία προσανατολισμένη κατεύθυνση και/ ή παραμένουσα αύξηση (Gennari, 2018). Αυτό το γεγονός δείχνει ότι ένα πιθανό τρίτο συστατικό μπορεί να υπάρχει με υψηλότερη

επιδεκτικότητα , αλλά δεν ανιχνεύεται στα δείγματα μας, λόγω σχηματισμού αυθιγενών ορυκτών με αυξημένη θερμοκρασία άνω των 340 βαθμών C (Gennari, 2018). Στο κατώτερο μισό της δειγματοληψίας, το To13b είναι το μόνο δείγμα που δείχνει ένα συγκεκριμένο προσανατολισμό του ChRM (Gennari, 2018). Τα δείγματα To11 και To13 a εμφανίζουν αντίστροφη κλίση, αλλά η κλίση είναι αντιστοίχως ανατολικά και δυτικά προσανατολισμένη (Gennari, 2018). Τα δείγματα To12 και To10 απορρίφθηκαν επειδή το σήμα ήταν πολύ αδύναμο (Gennari, 2018) . Στο άνω μέρος της δειγματοληψίας, οι διαδρομές απομαγνητισμού των To01, To05-To08 δείχνει την παρουσία ενός α τύπου με πιο σταθερό κανονικό ChRM απομονωμένο σε μεγαλύτερης κλίμακας θερμοκρασία, μεταξύ των 180 και 460-560 βαθμούς C (Gennari, 2018). Συνοψίζοντας μια ανεστραμμένη μαγνητική ζώνη εντοπίζεται μεταξύ 11 και 12m. Ωστόσο, η οροφή του δεν είναι καλά καθορισμένη όπως του δείγματος To11 , το οποίο αντιπροσωπεύει πειραματικά το ανώτατο αντίστροφο επίπεδο πολικότητας, το οποίο περιλαμβάνεται σε ένα διάστημα μεταξύ των 12 και 21m, όταν μία φυσιολογική μαγνητική ζώνη αναγνωρίζεται από 21 έως 31.5 m (Gennari, 2018).



Εικόνα 10. Μαγνητοστρωματογραφία της υποένοτητας To1 (Gennari, 2018). Α) Σχέδια κλίσης και απόκλισης του χαρακτηριστικού ChRM (Gennari,2018). Β) Στερεογραφική προβολή των κατευθύνσεων ChRM με διορθωμένη κλίση (Gennari, 2018). Οι σχετικές στατιστικές τιμές αναφέρονται στα κανονικά και αντίστροφα

δείγματα στο άνω και κάτω διάγραμμα αντίστοιχα (Gennari, 2018). C)Στερεογραφικές προβολές, Zijdeveld και απομαγνητισμός (M/Mmax) σε σχέση με τα διαγράμματα του θερμικού απομαγνητισμού για 3 επιλεγμένα δείγματα (Gennari, 2018).

ΠΛΑΓΚΤΟΝΙΚΑ ΤΡΗΜΑΤΟΦΟΡΑ ΚΑΙ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Στην υποενότητα PK A2 και στο κάτω μέρος της υποενότητας PK A3 , μέχρι 7μ από τη βάση του σχηματισμού της Τοχνης, η διατήρηση ποικίλει από φτωχή σε μέτρια και παραμόρφωση και/ή επικάλυψη συνήθως εμποδίζει την ταξινόμηση των τρηματοφόρων σε επίπεδο είδους. Οι ανόργανοι κόκκοι (κυρίως χερσογενή σωματίδια και μαργαϊκά ιζήματα) είναι συχνά άφθονοι και ανεξάρτητοι από τη λιθολογία, οι οποίοι μπορεί να επικρατούν στα απολιθωματοφόρα υπολείμματα (Gennari, 2018). Τα τρηματοφόρα είναι συνήθως πιο άφθονα στις μάργες από ότι στους ερυθρούς σχιστολίθους και τα πλαγκτόνικα τρηματοφόρα είναι γενικά πιο κοινά από τα βενθονικά (Gennari, 2018). Ένα κοινό χαρακτηριστικό είναι η παρουσία επαναεπεξεργασμένων τάξεων από το Ηώκαινο έως το μέσο Μειόκαινο, πιθανώς προερχόμενα από τη διάβρωση των ανυψωμένων ανθρακικών σχηματισμών (σχηματισμοί Λευκάρα και Πάχνα) ευρέως διαδεδομένοι στη νήσο της Κύπρου (Gennari, 2018). Σε αυτό το διάστημα, το *Globigerinoides spp.* και *Orbulina universa* είναι γενικά τα πιο κοινά είδη, μεταξύ των πλαγκτονικών τρηματοφόρων, ακολουθούμενων από *Neogloboquadrinids* (κυρίως αριστερόστροφα περιτυλιγμένα), *Globigerinita glutinata* και *Globigerina bulloides* (Gennari, 2018).

Ημι-ποσοτικές αναλύσεις , εκτελούμενες από τα 7m, στο σχηματισμό της Τόχνης, και προς τα επάνω, δείχνουν ότι χαρακτηριστικό γνώρισμα της παρουσίας των τρηματοφόρων είναι η εμφάνιση διαδοχικών ακμών, κυρίως παρατηρούμενων στους ερυθρούς σχιστολίθους , και από 11,5m και προς τα επάνω σχεδόν όλοι οι ασβεστόλιθοι στερούνται από τρηματοφόρα (εκτός από τα 14,6m, όπου εμφανίζεται η *O.universa*) (Gennari, 2018). Η παρουσία των πλαγκτονικών τρηματοφόρων με τις πρώτες εμφανίσεις να γίνονται άνω των 22m, όπου η παρουσία είναι λιγότερο εμφανής, τότε ακριβώς επάνω από τη μητρική μάζα στα 31m, τα τρηματοφόρα διασκορπίζονται (Gennari, 2018). Όπως φαίνεται από την αναλογία P/B, τα πλαγκτονικά είναι γενικά περισσότερα από τα βενθονικά τρηματοφόρα στο διάστημα από τα 7 έως τα 15,5m και προς τα επάνω, η αναλογία κυμαίνεται με μη εμφανή σχέση με τη λιθολογία (Gennari, 2018).

Από τα 7m και προς τα επάνω, οι πλαγκτονικές αποικίες τρηματοφόρων είναι περισσότερο ολιγοτυπικές σε σχέση με το κατώτερο τμήμα της υποενότητας PK A3 (Gennari, 2018). Το γένος *Turborotalita* είναι μάλλον συνηθισμένο, αν και η κατανομή τους είναι ασυνεχής (Gennari, 2018). Το *T.quinqueloba* επικρατεί κατά κύριο λόγο αλλά είναι επίσης παρών στο λεπτό ασβεστολιθικό μητρικό πέτρωμα στα 10m και στα μάρμαρα στα 23m (Gennari, 2018). Δείχνει επίσης μερικές περιόδους μεγάλης ακμής, φθάνοντας έως και τα 100 δείγματα/ πεδία με μονο-ειδική συγκέντρωση στα 10m και στα 26,5m (Gennari, 2018). Το *T.Multiloba* εμφανίζεται πρώτη φορά στα 10,2m και χαρακτηρίζεται από μία πολύ διάσπαρτη κατανομή και γενικά περιορισμένη παρουσία στους σχιστολίθους, ενώ είναι πολύ συνηθισμένο (μέχρι 20-30 δείγματα) μόνο στα ασβεστολιθικά στρώματα των 10,2m και σε ένα μαργαϊκό στρώμα στα 23,25m (εισροή Ai) (Gennari, 2018). Η τελευταία εμφάνιση του *T.multiloba* παρατηρείται στα 31m, λίγο επάνω από το κροκαλοπαγές (Gennari, 2018).

Η *Globigerinita gr.* είναι σχετικά κοινή μεταξύ 8 και 21m επιτυγχάνοντας τη μέγιστη απόκλιση στα 16 και 21m και πάνω, όπου είναι πολύ διάσπαρτη και εξαφανίζεται πάνω από το κροκαλοπαγές στα 31m (Gennari, 2018).

Το εύρος της κατανομής της *Globigerina gr.* είναι παρόμοιο με αυτή της *Globigerinita gr* (Gennari, 2018). Ωστόσο εμφανίζεται μόνο στους σχίστες στα 9m, διαφορετικά από τον τελευταίο, εξαφανίζεται στα περίπου 34,5m, ακριβώς πάνω από τον κατώτερο μητρικό ασβεστόλιθο της υποενότητας PK B, στο στρωματογραφικό επίπεδο της τελευταίας ανάκαμψης των πλαγκτονικών τρηματοφόρων (Gennari, 2018). Το *Neogloboquadrina acostaensis* είναι συνήθως σπάνιο (5 δείγματα) εκτός από τα 25,5m (35 δείγματα). Η τελευταία πληθυσμιακή αύξηση αριστερόστροφων περιτυλιγμένων ατόμων (Lri Sierro et al. 2001), αναγνωρίζεται στα 12,6m (Gennari, 2018). Ενώ στα 13,5m δεξιόστροφα και αριστερόστροφα εμφανίζονται εξίσου (Gennari, 2018). Δεξιόστροφα περιτυλιγμένο το *N.acostaensis* (πρώτη εμφάνιση, Sierro et al. 2001) κυριαρχεί από τα 15,25m και παρουσιάζεται τακτικά έως τα 19,5m (Gennari, 2018). Αυτά τα είδη είναι πιο διάσπαρτα προς τα επάνω, μειώνονται στα 33,5 μ ακριβώς κάτω από τη βάση της υποενότητας PK B (Gennari, 2018).

Globigerinoides spp. είναι υποδεέστερα, παρουσιάζοντας λίγες μικρές ακμές (20 δείγματα) μεταξύ 11 και 20m και εξαφανίζονται πάνω από τα 25,5m (Gennari, 2018). Το *O.universa* είναι ακανόνιστα κατανεμημένο κατα μήκος της τομής της Τόχνης και εμφανίζεται μόνο μεταξύ 13 και 14,5m (όπου είναι επίσης κοινό σε ένα διακριτό στρώμα ασβεστολίθου) (Gennari, 2018). Η *Globorotalia scitula* παρουσιάζεται με αραιές εμφανίσεις στα 29,7m (Gennari, 2018). Αξίζει να σημειωθεί ότι στο ανώτατο στρώμα τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα αντιπροσωπεύονται από τα *O.universa*, *N.acostaensis* και *Globigerina gr* (Gennari, 2018). Και η τελευταία εμφάνιση των πλαγκτονικών τρηματοφόρων είναι στα 34,5m (Gennari, 2018).

ΒΕΝΘΟΝΙΚΑ ΤΡΗΜΑΤΟΦΟΡΑ ΚΑΙ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Στην υποενότητα PK A2 και στο κατώτερο τμήμα της υποενότητας PK A3 μέχρι τα 7m στην Τόχνη, η παρουσία βενθονικών τρηματοφόρων είναι υποδεέστερη από την πλαγκτονική και εκπροσωπούνται κυρίως από *Elphidium spp.*, *Neoconorbina orbicularis*, *Rosalina globularis*, *Valvulineria complanata*, *Melonis sp.*, *Gyroidinoides spp.*, *Cibicides spp.*, *Cibicoides spp.*, *Bolivina gr.* (κυρίως *B.Spathulata* και *B.Dilatata*) *Bulimina gr.* (κυρίως *B.aculeata*, *B.echinata* και *B.elongata*) *Hanzawaia boueana*, *Cancris oblungus* και *Uvigerina boboniensis* (Gennari, 2018).

Από τα 9m της τομής της Τόχνης και επάνω, οι βενθονικές αποικίες κυριαρχούνται από το *Bolivina gr.* (κυρίως *B.dilatata* και *B. spathulata*), το οποίο έχει έντονη παρουσία στα 15,5-28m, η οποία κορυφώνεται στους σχίστες σε αντιστοιχία με τα ελάχιστα P/B (Gennari, 2018). Τα βενθονικά τρηματοφόρα απουσιάζουν στα ασβεστολιθικά μητρικά πετρώματα από τα 11m και επάνω, όπου είτε είναι διάσπαρτα είτε απουσιάζουν εντελώς σε ορισμένα στρώματα του σχίστη (Gennari, 2018). Παρατηρείται μείωση της παρουσία τους από τα 28,5m μέχρι τα 35,2m, όπου η τελευταία ανάκαμψη των βενθονικών τρηματοφόρων, εκπροσωπείται από τη *Bolivina gr* (Gennari, 2018). Στα μέγιστα της παρουσία των βενθονικών, η *Bolivina gr* συνηθίζεται να συσχετίζεται με υποδεέστερα *Bulluminids*, *Elphidium spp.* και με τα εσωτερικής τάξης (*H.boueana*, *C.oblungus*, *V.complanata*, *R.globularis*, *V.complanata* ,*R.globularis* και σπάνια με την *Ammonia sp.*) (Gennari, 2018). Αυτά τα γενικώς υποδεέστερα είδη αντιπροσωπεύουν τα κύρια χαρακτηριστικά των συγκεντρώσεων σε δύο δείγματα, στα 18 και 25m (Gennari, 2018).

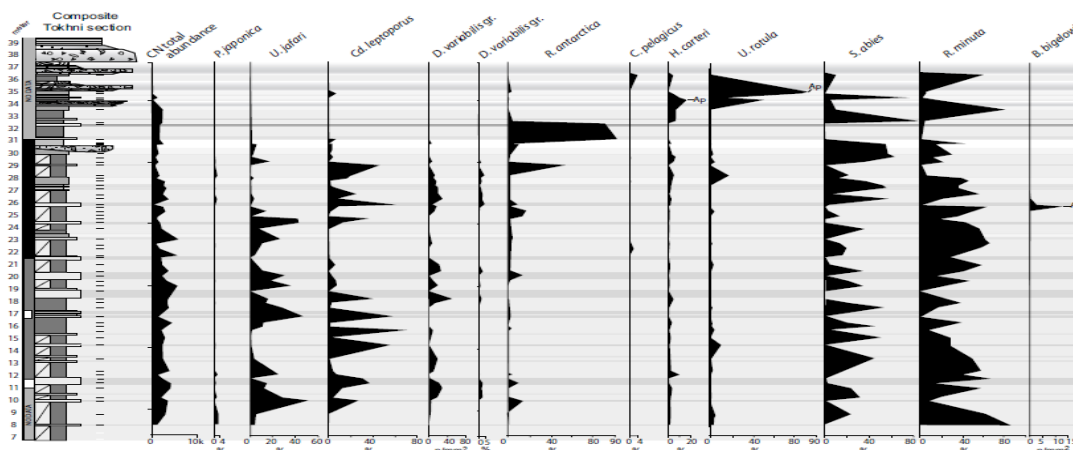
ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΙΚΑ ΝΑΝΝΟΑΠΟΛΙΘΩΜΑΤΑ ΚΑΙ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Οι συναθροίσεις των ασβεστολιθικών νανοαπολιθωμάτων εμφανίζονται στο ανώτερο τμήμα της υποενότητας PK A3 και της υποενότητας PK B από τα 7m έως την κορυφή του σχηματισμού, δείχνουν μέτρια έως κακή διατήρηση (Gennari, 2018). Γενικά, η διατήρηση στο εσωτερικό των

μικριτικών ασβεστολιθικών στρωμάτων είναι φτωχότερη σε σχέση με τις αργιλικές ενδιαστρώσεις. Η παρουσία των ασβεστολιθικών νανοαπολιθωμάτων είναι συνηθισμένη κατά μήκος της τομής, αλλά μειώνεται στα 28,3 και στα 34m (Gennari, 2018). Παρόλα αυτά, είναι ακόμα εμφανή μέχρι το ανώτατο δείγμα στα 36,5m (Gennari, 2018). Επαναεπεξεργασμένα ασβεστολιθικών απολιθωμάτων από ιζήματα κάτω Κρητιδικής ηλικίας, εμφανίζονται σποραδικά κυρίως στους ερυθρούς σχίστες κάθε κύκλου (Gennari, 2018). Παρόλα αυτά η παρουσία των επανατοποθετημένων δειγμάτων είναι πολύ σπάνια και δεν εμποδίζει την ποσοτική ανάλυση των συνόλων (Gennari, 2018). Διατομίτες ανιχνεύθηκαν στις διαφάνειες που παρασκευάστηκαν για τις αναλύσεις και τις εμφανίσεις των ασβεστολιθικών νανοαπολιθωμάτων, με ασυνέχειες στην παρουσία τους, από τα 12,2m και προς τα επάνω (Gennari, 2018). Αξιοσημείωτο είναι ότι οι ασβεστολίθοι στερούνται διατόμων (Gennari, 2018).

Σημαντικό στοιχείο των απολιθοματοφόρων συναθροίσεων κατά μήκος ολόκληρου του σχηματισμού είναι τα reticulofenestrads (*Reticulofenestra minuta*, *R.haqii*, *R.pseudoumbilicus*, που αντιπροσωπεύουν έως και το 80% του συνόλου), μαζί με *Sphenolithus abies* (έως και 80%), *Calcidiscus leptoporus* (έως και 70%) και *Umbilicosphaera jafari* (Gennari, 2018). Το *R.minuta* υπάρχει τόσο στους ασβεστολίθους όσο και στο μέσο / ανώτερο τμήμα των σχιστών (Gennari, 2018). Ωστόσο στην τελευταία διατηρεί τα μέγιστα της παρουσία του (Gennari, 2018). Αντίθετα, το *S.abies* ουσιαστικά απουσιάζει από τους ασβεστολίθους και γενικά δείχνει έντονη παρουσία στα κατώτερα στρώματα των σχιστών (Gennari, 2018). Η εντονότερη παρουσία του *Cd.leptoporus* είναι μέσα στα στρώματα ασβεστολίθου έως τα 29,25m, πάνω από αυτό το στρώμα η παρουσία μειώνεται σε λιγότερο από 5% και αντικαθιστάται από το *Reticulofenestra antarctica* εντός των ασβεστολίθων μέχρι τα 32,5m (Gennari, 2018). Το *U.jafari* είναι επικρατέστερο με το μέγιστο της παρουσίας του στους ασβεστολίθους έως τα 31m, όπου και εξαφανίζεται.

Το *U.rotula* είναι ένα δευτερεύον απολίθωμα (με ακμή έως 18%) του συνόλου μέχρι τα 34m, αλλά φθάνει το 90% στην ακμή της παρουσίας της (Ap) μεταξύ ασβεστολίθων A και B της υποενότητας PK B (35m) (Gennari, 2018). Το *Helicosphaera carteri* παρουσιάζει χαμηλή παρουσία μέχρι τα 26m, φθάνοντας το 15% του συνόλου στα 34,5m (Gennari, 2018). Το *Discoaster spp.* εμφανίζεται στη βάση του σχηματισμού και το *Discoaster variabilis gr.* (5%), είναι αρκετά τακτικά παρόν σε τρία διαστήματα 10-12m, 18-21m και 25,5-29,5m (Gennari, 2018). Είναι διαδομένα στους σχιστολίθους, αλλά εμφανίζονται επίσης στο κατώτερο στρώμα των ασβεστολίθων στα 11,5m και στα 26m (Gennari, 2018). Το *Braarudosphaera bigelowii* παρουσιάζει μέγιστη ακμή (130 n/mm²) στα 25,8m, διαφορετικά δεν υπάρχει κάτω και πάνω από αυτό το στρώμα (Gennari, 2018). Βιοστρωματογραφικά τα είδη *Amaurolithus delicatus* και *A.primus* είναι γενικά πολύ σπάνια και παρουσιάζονται περιστασιακά.



Εικόνα 11. Διαγράμματα των εμφανίσεων των ασβεστολιθικών νανοαπολιθωμάτων (n/mm²) και της σχετικής ακμής των θεωρούμενων ταξινομικών κατηγοριών σε αυτή τη μελέτη (Gennari, 2018). Σημειώνετε ότι το *B. Bigelowii* απεικονίζεται μόνο ως n/mm² και % λόγω των διάσπαρτων εμφανίσεων κατά μήκος του σχηματισμού (Gennari, 2018).

ΒΙΟΝΑΓΗΤΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ

Όσον αφορά τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα βιομαγνητοστρωματογραφικά, η πρώτη εμφάνιση του *T.multiloba* (χρονολογείται στα 6.415 Ma στην τομή Perales by Sierro et al. 2001) στα 10.2m, *Lri* του *N.acostaensis* με κυρίαρχη αριστερόστροφη περιέλιξη (6,378Ma

, Sierro et al. 2001) στα 12,6m, η πρώτη εμφάνιση (FAO) των δεξιόστροφα περιελιγμένων *N.acostaensis* (6.339 Ma, Sierro et al. 2001), στα 15,25m, μας επιτρέπουν να προσδιορίσουμε το μεσαίο και ανώτερο τμήμα της υποενότητας PK A3 στις βιοζώνες του Μεσσηνίου Mmi 13 b και Mmi 13 c of Laccarino et al. (2007) (Gennari, 2018). Το όριο της υποζώνης Mmi 13b/MMi 13c ορίζεται από τη μεταστροφή του *N.acostaensis* μεταξύ 12.6 και 15.25m (Gennari, 2018). Η διαδοχή αυτών των γεγονότων δείχνει επίσης ότι έχουν καταγραφεί δείγματα ασυνεχούς αντιστροφής πολικότητας μεταξύ 11 και 12m και στα 17m αναφέρονται στο C3An.1R (Gennari, 2018). Στο ανώτερο τμήμα του σχηματισμού, η πληθυσμιακή αύξηση του *G.scitula* (29.7 m) και η τελευταία εμφάνιση του *T.miltiloba* (31m) γίνεται εντός μιας μαγνητικής ζώνης με κανονική πολικότητα (Gennari, 2018). Η ίδια διαδοχή των συμβάντων παρατηρείται και στην τομή Περάλες, όπου εμφανίζονται στο C3An.1n και είναι αντίστοιχα με ημερομηνίες στα 6.102 και 6.04 Ma (Sierro et al.2001) (Gennari, 2018). Έτσι η πληθυσμιακή αύξηση των *G.scitula* στα 29.7m μπορεί να συσχετιστεί με τη δεύτερη εισροή που αναγνωρίζεται στη τομή Περάλες (Sierro et al.2001) και την κανονική μαγνητική ζώνη μεταξύ 22 και 31.5m η οποία συσχετίζεται με το C3An.1n (Gennari, 2018). Το LR των πλαγκτονικών και βενθονικών τρηματοφόρων μεταξύ των ασβεστολίθων A και B στην υποενότητα PK B που σηματοδοτεί τη βάση μίας μη διακριτής ζώνης (NDZ) των Laccarino et al. (2007) και θεωρείται ως καλή προσέγγιση της έναρξης του MSC (Gennari, 2018). Στην πραγματικότητα, η LR των πλαγκτονικών (Lrp) και των βενθονικών (Lrb) τρηματοφόρων (125μm) έχουν αναγνωρισθεί στον πρότελευταίο κύκλο (Perales,Falconara,Legnagnone) και στον τελευταίο κύκλο πριν το MSC (Perales, Lagnagnone) αντίστοιχα (Blanc-Valleron et al.2002, Genari et al.2013, Manzi et al 2011,2013, Sierro et al 2003) (Gennari, 2018). Στην ενότητα Pollenzo τα LR p και LR b (125μm) έχει αναγνωρισθεί στον 1ο και 2ο κύκλο PLG , αντίστοιχα (Violanti et al. 2013) αλλά μία ισχυρή μείωση των τρηματοφόρων σηματοδοτεί την έναρξη του MSC (Gennari, 2018).

Όσον αφορά τα ασβεστολιθικά νανοαπολιθώματα, η εμφάνιση του *A.delicatus* και *A.primus* από τη βάση του σχηματισμού, αν και διασκορπισμένα, υποδηλώνει την παρουσία των MNN11b/c βιοζώνης (Raffi et al.2003) (Gennari, 2018). Επιπλέον, πρόσφατα βιοσυμβάντα ασβεστολιθικών νανοαπολιθωμάτων έχουν εντοπιστεί και συσχετιστεί με την έναρξη του MSC στα Βόρεια Απέννινα (Manzi et al 2007, Dela Pierre et al 2011, Violanti et al 2013) (Gennari, 2018). Για παράδειγμα, μια απότομη ακμή της παρουσίας του *S.abies*, σχετίζεται με την εμφάνιση του *H.carteri* και αμέσως μετά

ακολουθεί μία ακμή στην παρουσία του *U.rotula* κοντά στο 60% του συνόλου, όπως αναφέρεται στη τομή Pollenzo (ΒΔ Ιταλία) στα ιζήματα που αποτέθηκαν κατά τη διάρκεια του πρώτου κύκλου PLG (Lozar et al. 2010, Violanti et al. 2013) (Gennari, 2018). Αξιοσημείωτο είναι ότι τόσο στο Pollenzo όσο και στη γεώτρηση Fanantello (Βόρεια Απέννινα, Ιταλία, Manzi et al. 2007), το *S.abies* δείχνει χαμηλή παρουσία σε όλο το σχηματισμό με μία αξιοσημείωτη ακμή στο 60%, στη βάση του πρώτου αντίστοιχου κύκλου PLG (Gennari, 2018). Στην τομή της Τόχνης, αντίθετα αυτή η ακμή δεν είναι σαφώς ανιχνεύσιμη αφού αυτή η ταξινομική ομάδα είναι άφθονη και εμφανίζεται τακτικά σε όλους τους σχίστες (Gennari, 2018). Ωστόσο η απότομη αύξηση της εμφάνισης και των *H.carteri* και *U.rotula* στα 34.5 και 35m αντίστοιχα, κοντά στο LR των πλαγκτονικών και βενθονικών τρηματοφόρων, δείχνει την αξιοπιστία τους, για την προσέγγιση της έναρξης του MSC (Gennari, 2018).

ΚΥΚΛΟΣΤΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ

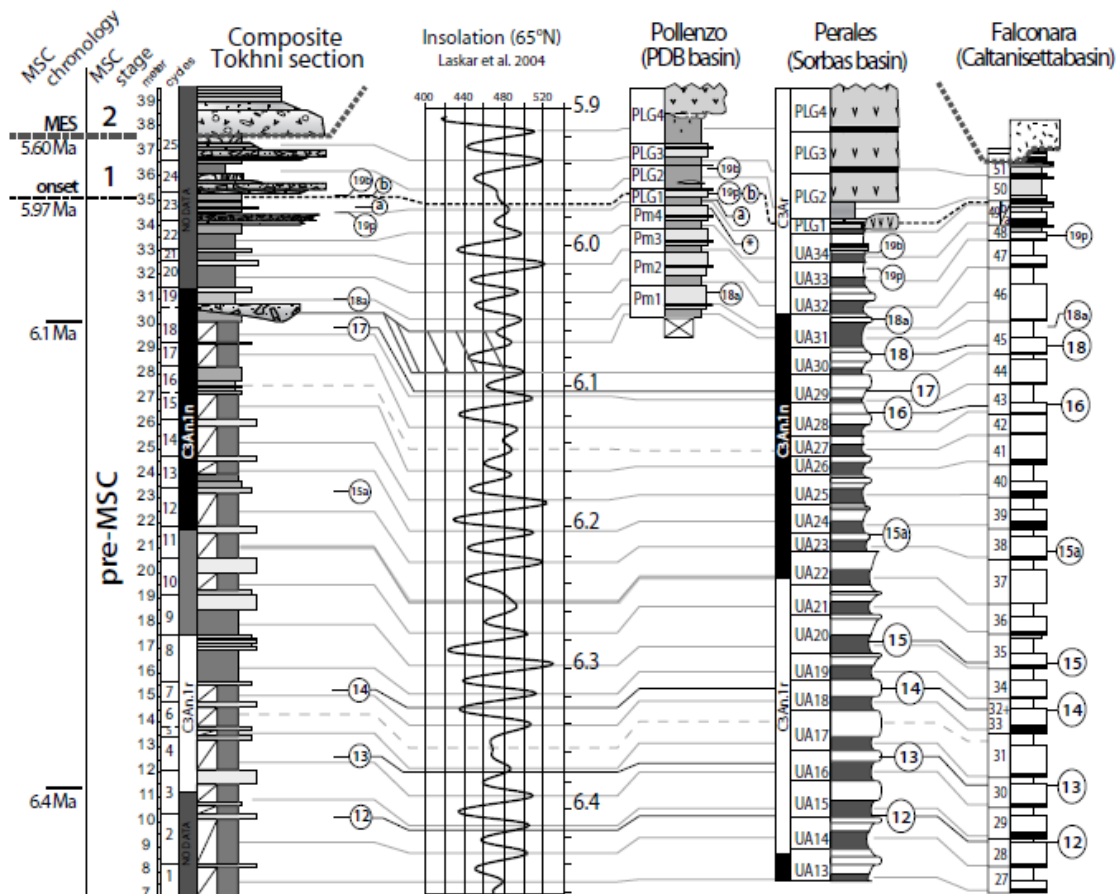
Η τομή της Τόχνης παρουσιάζει μια καλώς καθορισμένη κυκλική λιθολογική ακολουθία (Gennari, 2018). Οι κυκλικές ακολουθίες της υποενότητας PK A3 γενικά αποτελούνται από κοκκινωπούς σχιστολίθους και κυρίαρχους λευκούς ασβεστολίθους (Gennari, 2018). Ωστόσο, ενώ το ημικύκλιο των σχιστολίθων είναι ένα σταθερό χαρακτηριστικό των ιζηματογενών κύκλων σε ολόκληρη την τομή, οι ασβεστόλιθοι μπορούν να συνδέονται ή να αντικαθιστάνται από μάργες ή και ροζ διατομίτες (Gennari, 2018). Στην υποενότητα PK B η αναγνώριση των ιζηματογενών κύκλων περιπλέκεται από την κλαστική φύση των ασβεστολίθων A (άνω μέρος) B και C (Gennari, 2018). Αυτό σημαίνει ότι δεν πρέπει να θεωρηθούν ισοδύναμοι με τους ασβεστολίθους της υποενότητας PK A3 (βλέπε Manzi et al. 2016) (Gennari, 2018). Συνολικά, στην τομή της Τόχνης από τα 7m μέχρι τη βάση των αποθέσεων γύψου, εντοπίσαμε 25 κύκλους, το πάχος αυτών είναι μάλλον μεταβλητό και κυμαίνεται από 0,5m (κύκλος 21) έως 2m (πχ κύκλοι 2 και 8) (Gennari, 2018). Η εμφάνιση 16 κύκλων σε χρονικό διάστημα 340 kyr (μεταξύ της πρώτης εμφάνισης FO του *T.multiloba* και 2η εισροή του *G.scitula*), σημαίνει έναν μέσης διάρκειας 21 kyr κύκλο, που υποδηλώνει μία σχέση με την ύφεση, όπως παρατηρήθηκε προηγουμένως από (Orszag – Sperber et al. 2009) (Gennari, 2018). Λόγω της απουσίας σαπροπήλων και της σπανιότητας των διατόμων, οι ιζηματογενείς κύκλοι στην Τόχνη είναι παρόμοιοι με αυτούς της τομής Πισούρι, που περιγράφεται ως εναλλαγή των ανθρακικών αλάτων (ελάχιστα ηλιοφάνειας) και της μάργας (μέγιστα ηλιοφάνειας) (Krijgsman et al. 2002), σε σχέση με

άλλους κύκλους πριν το MSC (Gennari, 2018). Συγκεκριμένα διαφέρουν από α) τους τριμερές κύκλους των τομών Falconara και Gavdos (Blanc- Valleron et al. 2002, Perez _Folgado et al. 2003), όπου οι σαπρόπηλοι και οι μάργες που παρεμβάλλονται από διάτομα συνδέονται με τα μέγιστα και ελάχιστα της ηλιοφάνειας αντίστοιχα, β) τους τετραμερείς κύκλους της λεκάνης Sorbas, όπου οι σαπρόπηλοι συσχετίζονται με τα μέγιστα της ηλιοφάνειας και ακολουθείτε από την κατώτερη μάργα, διάτομα και την ανώτερη μάργα (ελάχιστα ηλιακής ακτινοβολίας) (Sierro et al. 2001, 2003) (Gennari, 2018).

Η κυκλικότητα στην Τόχνη τονίζεται επίσης από τις διακυμάνσεις των τιμών των ισότοπων οξυγόνου και από την παρουσία αρκετών ειδών ασβεστολιθικών νανοαπολιθωμάτων (Gennari, 2018). Στην πραγματικότητα, οι βαρύτερες τιμές των δ18 συνδέονται με ασβεστολίθους και μάργες, που δείχνουν πιο άγονα και /ή ψυχρότερες συνθήκες, ενώ οι ελαφρύτερες τιμές καταγράφονται σε σχίστες και διατομίτες, δείχνοντας πιο υγρές και / ή θερμότερες συνθήκες (Gennari, 2018). Αυτές οι ταλαντώσεις παρατηρήθηκαν επίσης στο ογκώδες δείγμα σταθερού ισότοπου της Falconara (Blanc -Valleron et al. 2002), όπου οι μεγαλύτερες και μικρότερες τιμές, αντίστοιχα, αντιστοιχούν σε μάργες / διατομίτες (ελάχιστα ηλιοφάνειας) και σε σαπρόπηλους (μέγιστα ηλιοφάνειας).

Όσο αφορά, τα ασβεστολιθικά νανοαπολιθώματα, οι σχίστες χαρακτηρίζονται από την εμφάνιση των *S.abies* και *R.minuta* (κυριαρχεί στο κατώτερο/μεσαίο και ανώτερο τμήμα του στρώματος, αντίστοιχα), αμφότερα σποραδικά συνδεδεμένα με μικρότερη παρουσία των *D. Variabilis gr* (5%) (Gennari, 2018). Αυτές οι συναθροίσεις είναι εντυπωσιακά παρόμοιες με εκείνες που παρατηρούνται στους σαπρόπηλους της λεκάνης Sorbas (Flores et al. 2005) (Gennari, 2018). Έτσι, οι συναθροίσεις των ασβεστολιθικών νανοαπολιθωμάτων υποδηλώνουν τη συσχέτιση μεταξύ των κοκκινωπών σχίστες της τομής της Τόχνης και της μέγιστης ηλιοφάνειας (Gennari, 2018).

Τα *Cd.leptoporus* και *U.Jafari* είναι τα κύρια συστατικά των συναθροίσεων των ασβεστολιθικών νανοαπολιθωμάτων στους ασβεστόλιθους και στις μάργες μέχρι τα 29,5m και η συνύπαρξη τους παρατηρήθηκε επίσης στις ανώτερες μάργες της λεκάνης Sorbas , σε συσχέτιση με τα ελάχιστα της ηλιακής ακτινοβολίας (Sierro et al. 2003, Flores et al. 2005) (Gennari, 2018). Έτσι, η εμφάνιση αυτών των δύο ειδών υποδηλώνουν συσχέτιση μεταξύ των ασβεστολίθων της Τόχνης με την ελάχιστη ηλιοφάνεια (Gennari, 2018).



Εικόνα 12. Βιομαγνητοστατιστική και κυκλοστρωματογραφική συσχέτιση του σχηματισμού της Τόχνης με το Πολέντζο (Lozar et al.2010, Violanti et al.2013, Gennari,2018), Perales (τροποποιημένο μετά από Sierra et al.2001 και Manzi et al.2011, Gennari, 2018). Οι ακολουθίες είναι συντονισμένες με την καμπύλη της καλοκαιρινής ηλιοφάνειας 65 οN (Laskar et al.2004, Gennari,2018) . Η παρουσία των πλαγκτονικών τρηματοφόρων υποδεικνύεται από νούμερα που ακολουθούν με την κωδικοποίηση των Sierra et al.2001 (προστίθενται στοιχεία για νέα βιογεγονότα) : 12) πρώτη εμφάνιση του *T.miltiloba*, 13) τελευταία εισροή του περιελιγμένου *N.acostaensis*, 14) πρώτη εμφάνιση του *N.acostaensis* δεξιόστροφο, 15) πρώτη εισροή του *G.scitula*, 15a) εμφάνιση του *T.multiloba*, 16) πρώτη εισροή του *N.acostaensis* αριστερόστροφο 17) 2η εισροή του *G.Scitula*, 18) 2η εισροή του *N.acostaensis* αριστερόστροφο, 18a) τελευταία εμφάνιση του *T.Multiloba*, 19p) τελευταία ανάκτηση των πλαγκτονικών τρηματοφόρων, 19b) τελευταία ανάκτηση των βενθονικών τρηματοφόρων. Γεγονότα των ασβεστολιθικών ναοαπολιθωμάτων (Violanti et al.2013, Gennari, 2018) : a) ακμή του *H.carteri*, b) ακμή του *U.rotula* (Gennari, 2018). Στην αριστερή πλευρά του σχήματος στα όρια μεταξύ του προ MSC σταδίου 1 και 2 του Roveri et al.2009 και η χρονολογική σειρά του MSC (Gennari, 2018). Σημειώνετε μία παύση του ca. 350 kyr είναι παρούσα μεταξύ του σταδίου 1 και 2 λόγω της διάβρωσης που σχετίζεται με την επιφάνεια της Μεσσηνιακής διάβρωσης (Gennari, 2018).

ΗΛΙΚΙΑΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ

Για την ανασυγκρότηση του μοντέλου ηλικίας της σύνθετης στρωματογραφίας της τομής Τόχνης, χρησιμοποιήθηκαν τα γεγονότα με το ασβεστολιθικό πλαγκτόν καθώς τα σημεία σύνδεσης και οι ιζηματογενείς κύκλοι έχουν σχέση με την καμπύλη της καλοκαιρινής ηλιοφάνειας 65 μοίρες N (Gennari, 2018). Βάση της παραπάνω φάσης το προκύπτον μοντέλο ηλικίας προέκυψε σε σύγκριση με τα αστρονομικά βαθμονομημένα τμήματα αναφοράς του Μεσσηνίου, τα Pollenzo, Perales, Falconara (Gennari, 2018).

Η αστρονομική βαθμονόμηση της τομής της Τόχνης δείχνει καλή προσαρμογή με τους ανά 100 χιλιάδες έτη, που αντικατοπτρίζονται στα διαστήματα χαμηλής και υψηλής έντασης της καμπύλης καλοκαιρινής ηλιοφάνειας, που αντιστοιχούν στην ελάχιστη και μέγιστη εκκεντρότητα αντίστοιχα (Gennari, 2018). Συγκεκριμένα ο παχύς ασβεστόλιθος του κύκλου 3 αντιστοιχεί στην υψηλή ένταση πλάτους σε ca στα 6.4 Ma (Gennari, 2018). Οι παχύς κύκλοι 8,9,10 έχουν καλή συσχέτιση με το σύμπλεγμα των υψηλών διαταραχών δηλαδή κύκλοι που είναι επικεντρωμένοι στα 6,3 Ma (Gennari, 2018). Οι κυρίαρχοι ασβεστόλιθοι δηλαδή κύκλοι 13, 14 συσχετίζονται με τον κύκλο απομόνωσης υψηλού πλάτους στα 6,2Ma (Gennari, 2018). Πράγματι, τα ελάχιστα εκκεντρότητας (6.34,6.14,5.97 Ma) μπορούν να ταυτοποιηθούν στο ιζηματογενές αρχείο για την απουσία κυρίαρχων ασβεστόλιθων που αντικαθίστανται από λεπτές μάργες ή ροζ διατομίτες (κύκλοι 5, 15-16, 23) (Gennari, 2018). Επιπλέον, η καμπύλη των ισοτόπων οξυγόνου εμφανίζει συνολικές ελαφρύτερες τιμές και ομαλότερη ταλάντωση στα 6.36 και 6.14 Ma με ελάχιστη εκκεντρότητα (Gennari, 2018). Η ιζηματογενής απόκριση στον κύκλο εκκεντρότητας 100 Kyr είναι ένας καλός περιορισμός για το μοντέλο ηλικίας (Gennari, 2018). Ωστόσο θα μπορούσε να είναι ένα επιπλέον σημείο σύνδεσης που αντιπροσωπεύεται από την εισροή του *T. multiloba* στα 15 με 29.5m, όπου η αναστροφή C3An.1r/C3An.1n είναι ανεπαρκώς περιορισμένη και δεν υπάρχουν καθιερωμένα βιολογικά γεγονότα (Gennari, 2018). Αυτό το βιολογικό γεγονός συμβαίνει στη βάση του υπο χρον C3An.1n, πέντε προπορευόντες κύκλοι πάνω από το FAO του *N.acostaensis* και έξι κύκλους κάτω από την δεύτερη εισροή του *G.scitula* (Gennari, 2018). Στην ίδια στρωματογραφική θέση, στις τομές Perales και Falconara (Sierro et al. 2001, Blanc-Valleron et al. 2002) η διαδοχή του *T.multiloba* δείχνει μία πολύ σημαντική εισροή (πάνω έως 100 % του συνόλου), το οποίο σηματοδοτεί μία παρακμή που τελειώνει στα 6.21 Ma (που υποδεικνύει την παρακμή 6.21 Ma), η οποία

βασίζεται στην εμφάνιση του στο άνω τμήματος του κύκλου UA23 του Sierro et al.2001 (Gennari, 2018).

Το προτεινόμενο μοντέλο ηλικίας υποδεικνύει ότι η έναρξη του MSC στο 5.971 Ma (Manzi et al. 2013) εμφανίζεται μεταξύ δύο κατώτερων ασβεστολίθων της υποενότητας PK B (Manzi et al. 2016) ca 4 κύκλοι προετοιμασίας πάνω από το LO του *T.multiloba* και προσεγγίζεται καλά από την LR βενθονικών και πλαγκτονικών τρηματοφόρων και από τις ακμές των *U.rotula* και *H.carteri* (Gennari, 2018). Σε αυτό το διάστημα η ιζηματογενής κυκλικότητα είναι φτωχά /κακώς καθορισμένη από τη λεπτή εναλλαγή σχιστολίθων και διατομιτών λόγω της ελάχιστης συνάφειας εκκεντρότητας (Gennari, 2018).

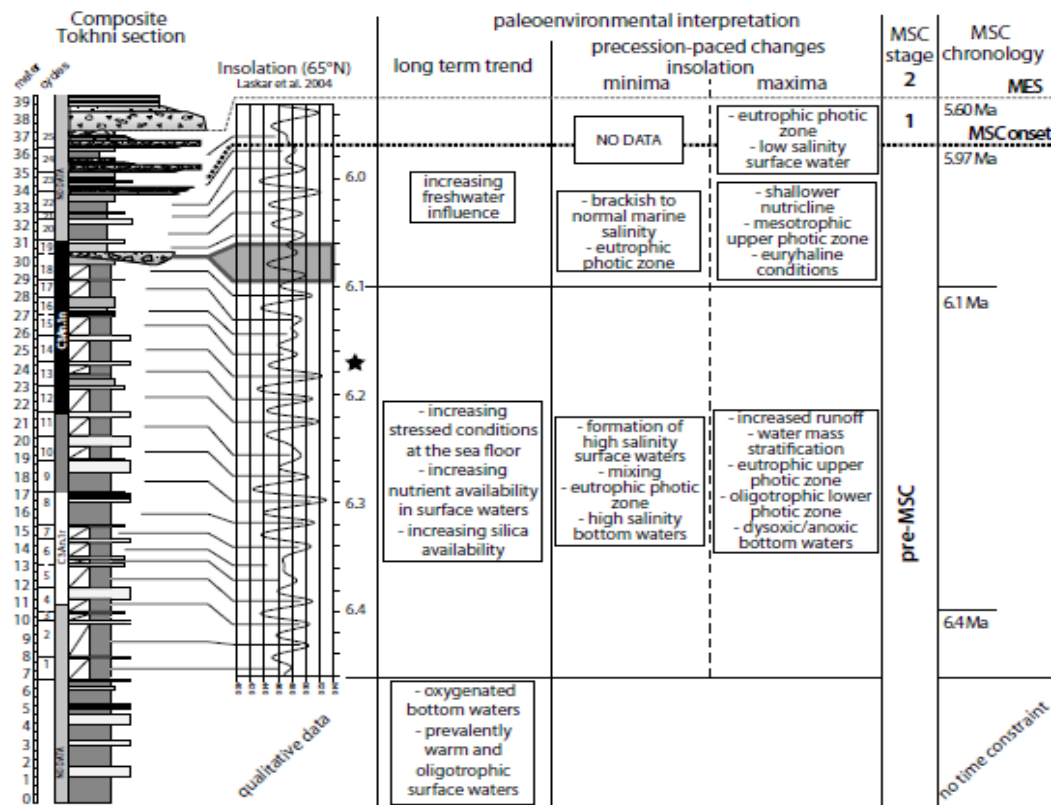
Επιπλέον ο προσδιορισμός της έναρξης του MSC στο ca. ένας κύκλος προεργασίας κάτω από το MES (5.60Ma, Krijgsman et al. 1999a), υποδηλώνει πάυση του ca 350 kyr λόγω της διάβρωσης των περισσότερων σχετικών ιζημάτων με το στάδιο 1 του MSC (Gennari, 2018).

ΠΑΛΑΙΟΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΗ ΑΝΑΣΥΓΚΡΟΤΗΣΗ

Πριν τα 6.4Ma

Στο κατώτερο τμήμα της τομής, πριν τα 6.4 Ma, οι συναθροίσεις των βενθονικών τρηματοφόρων είναι παρόμοιες με αυτές που καταγράφηκαν στο διάστημα 7.16-6.4 Ma του σχηματισμού Pissouri (Gennari, 2018). Περιλαμβάνουν τυπικά αντιπροσωπευτικά γένη από το εσωτερικό ενός υφάλου στους ανώτερους βαθύαλους οικοτόπους (Gennari, 2018). Η παρουσία των αντιπροσωπευτικών αυτών γενών, όπως το *Elphidium*, *Neoconorbina*, *Rosalina*, *Ammonia*, καθώς και τον επαναεπεξεργασμένων πλαγκτονικών τρηματοφόρων, ερμηνεύεται ως προερχόμενα από μεταφορά προς τα κάτω (μεταφορά λόγω κλίσης, λόγω βαρύτητας), μια διαδικασία που συνήθως παρατηρείται, πριν το MSC, στις ακολουθίες της Κρήτης και της Κύπρου (Gennari, 2018). Έτσι, οι διαφοροποιημένες συναθροίσεις των βενθονικών τρηματοφόρων και η συνηθισμένη εμφάνιση των οστρακοειδών δείχνουν ένα ανώτερο παλαιοπεριβάλλον και την επικράτηση μιας οξυγονωμένης θάλασσας (Gennari, 2018). Επιπλέον, ακόμα τα υψηλά ποσοστά των εμφανίσεων των συγγενών ομάδων των *Bolivina*, *Bulimina* σε ορισμένα επίπεδα, δείχνουν επεισόδια διαθεσιμότητας ενισχυμένων θρεπτικών συστατικών και τα χαμηλότερα επίπεδα οξυγόνου (Gennari, 2018). Η επικράτηση του *Globigerinoides spp.* και *O.universa* στις πλαγκτονικές συναθροίσεις του βασικού τμήματος της τομής της Τόχνης, δείχνουν γενικές θερμές και ολιγοτροφικές συνθήκες στο ανώτερο μέρος (Gennari, 2018). Η εμφάνιση του *T.quinqueloba*, *T.*

multiloba, *G.bolloides* από τους 2 κύκλους (6.44 Ma) προς τα άνω, τεκμηριώνει τη δημιουργία των περισσότερο ευτροφικών συνθηκών (Gennari, 2018).



Εικόνα 13. Σύνοψη των παλαιο-περιβαλλοντικών αλλαγών που αναγνωρίζονται στην τομή της Τόχνης (Gennari, 2018). Το παλαιοπεριβάλλον, η ερμηνεία των χρονολογικά απεριόριστων χαμηλότερων των 11m του τμήματος που βασίζεται σε ποιοτικές παρατηρήσεις των τρηματοφόρων (Gennari, 2018). Το μαύρο αστέρι δίπλα από την καμπύλη της ηλιακής ακτινοβολίας υποδεικνύει τη θέση εισροής του *B.bigelowii*, υποδεικνύοντας μία μεταβατική σύνδεση με την παλαιο – Μαύρη Θάλασσα (Gennari, 2018). Στη δεξιά πλευρά του σχήματος τα όρια μεταξύ του προ MSC στάδιο 1 και 2 των Roveri et al.2009 και η χρονολογική σειρά MSC (Gennari, 2018). Σημειώνετε μία παύση μεταξύ του σταδίου 1 και 2 λόγω της διάβρωσης που σχετίζεται με την επιφάνεια της Μεσσηνιακής διάβρωσης (Gennari, 2018).

Από τα 6.4- 6.1 Ma

Στα 6.4 Ma, οι σχίστες χαρακτηρίζονται από την κυριαρχία της *Bolivina* (κυρίως *B.spathulata*, *B.dilatata*) και υποδεέστερα, συγκεντρώσεις *Bulimina* (κυρίως *B.echinata*, *B.acuelata*). Αυτά τα είδη συνυπάρχουν με τα γένη εσωτερικού υφάλου των βενθονικών τρηματοφορών και με άφθονους σπόγγους και τα δύο θεωρούνται ως αποτέλεσμα της

μεταφοράς λόγω βαρύτητας (μεταφορά προς τα κάτω) (Gennari, 2018). Η αυτόχθονη πανίδα υποδεικνύει ύδατα πυθμένα που χαρακτηρίζονται από υψηλής οργανικής ύλης περιοχή, χαμηλά επίπεδα οξυγόνου και σύμφωνα με τους Kouwenhoven et al. 2006, από αυξημένη αλατότητα (Gennari, 2018). Η εξαφάνιση των οστρακόδων επίσης δείχνει σημαντική μείωση του οξυγόνου του πυθμένα της θάλασσας, ενώ η αφθονία των βελονών σπόγγων δείχνει ότι έχει είτε αυξημένη διαθεσιμότητα είτε τη βέλτιστη συντήρηση πυριτίου (Gennari, 2018). Αυτές οι αλλαγές συνέβησαν συγχρόνως στην παρακείμενη λεκάνη του Pissouri και συμπεραίνουμε ότι σχετίζονται με την δημιουργία έντονων συνθηκών στο βυθό της θάλασσας, παρά τη ρηχή ανοδική τάση, αυτό το διάστημα συνήθως χαρακτηρίζεται συνήθως στη Μεσόγειο με αυξημένες ταλαντώσεις του λόγου P/B (0-100%) γεγονός που υποδηλώνει την ύπαρξη υδάτινων συνθηκών ανοξικού πυθμένα που έχουν υποβαθμιστεί λόγω υπερβάσεων (μέγιστη ηλιακή ακτινοβολία) και επιφανειακών υδάτων που υφίστανται πίεση (υπερτροφική /υψηλή αλατότητα) κατά τη διάρκεια ελάχιστης ηλιακής ακτινοβολίας (Gennari, 2018). Στην Τόχνη, παρατηρούμε μία αυξημένη ανταπόκριση στον δείκτη ηλιοφάνειας, ο οποίος συνεπάγεται σημαντικές μικροπαλαιοντολογικές διαφορές μεταξύ των σχισμών (μέγιστη ηλιοφάνεια) και των ασβεστολίθων (ελάχιστη ηλιοφάνεια) (Gennari, 2018). Ωστόσο, μια σαφής σχέση μεταξύ της σύνθεσης και της λιθολογίας φαίνεται μόνο από τα ασβεστολιθικά νανοαπολιθώματα, όπως και στα τρηματοφόρα που γενικά υπάρχουν μόνο στους σχίστες και δεν δείχνουν κανονικό μοτίβο κατανομής (Gennari, 2018). Τα ημικύκλια των αργιλικών στρωμάτων καταγράφουν την ένωση των προαναφερθέντων βενθονικών τρηματοφορών με *S.abies*, *D.variabilis gr.*, *R.minuta* και με ελαφρύτερες τιμές δ180 (Gennari, 2018).

Στον Ατλαντικό Ωκεανό στο Πλειόκαινο καταγράφονται Μεσσήνιοι σαπρόπηλοι στη λεκάνη απορροής του Sorbas, *Discoaster spp.*, *S.abies*, τα οποία ανταποκρίνονται θετικά στη χαμηλή διαθεσιμότητα θρεπτικών ουσιών στην κατώτερη ευφωτική ζώνη και στις υψηλές θερμοκρασίες της θάλασσας (Gennari, 2018). Το *R.minuta* είναι ένα ευκαιριακό είδος που επιδέχεται ευρείες οικολογικές αλλαγές και ανθίζει σε πλούσια επιφανειακά ύδατα, ειδικότερα η αύξηση των μικρού μεγέθους έχει συσχετιστεί με αύξηση ποτάμιων εισροών σε καταγραφές στην Καραϊβική κατά το Πλειόκαινο, και σε συνδυασμό με τη μείωση του *Discoaster*, έχει συσχετιστεί με τη μεσο-ευτροφική κατάσταση στην καταγραφή του Ειρηνικού ωκεανού κατά στα τέλη του Μειοκαινού (Gennari, 2018). Στο κατώτερο / ενδιάμεσο τμήμα των σχιστών στην Τοκνή η εμφάνιση του *R.minuta* σχετίζεται με το κυρίαρχο *S.abies* και σπάνια δείγματα του *D.variabilis gr.* Υποδηλώνει ότι όταν υπάρχει μέγιστη ηλιοφάνεια το *R. minuta* θα μπορούσε να ευδοκιμήσει στην ανώτερη ευφωτική

ζώνη, όπου τα υψηλά επίπεδα θρεπτικών συστατικών παρέχονταν κυρίως μέσω της αύξησης της ηπειρωτικής απορροής, η οποία ευνόησε τη στρωμάτωση της στήλης ύδατος (Gennari, 2018). Περισσότερες ολιγοτροφικές συνθήκες επικράτησαν στο LPZ ευνοώντας την αύξηση του *S.abies* και σε μικρότερο βαθμό *D.variabilis*. Στο ανώτερο μέρος των σχιστών, το *R.minuta* καθίσταται κυρίαρχο (40-60 %), μετά από την πτώση των *S.abies*, παρόμοια με τη λεκάνη Sorbas, αυτό θα μπορούσε να υποδεικνύει την αύξηση της διαθεσιμότητας θρεπτικών ουσιών στο επιφανειακό στρώμα αμέσως μετά τη μέγιστη ηλιοφάνεια, όταν η μετάβαση σε μία πιο ξηρή κατάσταση, τυπικά καθιερώθηκε κατά τη διάρκεια των ελάχιστων αποδόσεων και ευνόησε την εμφάνιση βαθύ/ενδιάμεσου υδατικού αερισμού (Gennari, 2018). Ως εκ τούτου, κατά αναλογία με τη διαμόρφωση των σαπροπήλων στα τέλη του Μειοκαίνου και Πλειο-πλειστόκαινο, υποστηρίζουμε ότι η ηπειρωτική απορροή αυξήθηκε κατά τη διάρκεια των μέγιστων ηλιακών διαρροών, προκαλώντας τη στρωμάτωση της στήλης ύδατος και την αύξηση των θρεπτικών και πυριτικών επιπέδων (Gennari, 2018). Η κατανάλωση οξυγόνου στον πυθμένα ευνοήθηκε από τα αυξημένα επίπεδα οργανικής ύλης που παρέχεται κατευθείαν από την ήπειρο και από την πρωτογενή παραγωγικότητα στη ευφωτική ζώνη (Gennari, 2018). Ο συνδυασμός αυτών των διεργασιών ευνόησε το σχηματισμό δυσοξικών ή ανοξικών πυθμένων, όπως αποδεικνύεται από τη μέγιστη ακμή των ομάδων *Bolivina*, *Bulimina* και την ελάχιστη έως ανύπαρκτη παρουσία των βενθονικών τρηματοφόρων (Gennari, 2018). Τα βενθονικά τρηματοφόρα απουσιάζουν εντελώς στους σαπροπήλους που αποτέθηκαν μετά από τα 6.4 Ma στη Δυτική Μεσόγειο στην τομή Perales, αναφέροντας την εγκατάσταση των παρατεταμένων ανοξικών συνθηκών στον πυθμένα της θάλασσας, ως ανταπόκριση σε μια ισχυρότερη διαστρωμάτωση πυκνότητας της στήλης ύδατος κατά τη διάρκεια μέγιστης ηλιοφάνειας (Gennari, 2018).

Στις μάργες και στους ασβεστολίθους αυτής της χρονικής περιόδου *Cd leptoporus* εμφανίζονται με *U.jafari*, ενώ αξιοσημείωτο είναι ότι απουσιάζουν εντελώς τα τρηματοφόρα (Gennari, 2018). Η πιθανότητα ότι η διάλυση είχε μεταβάλλει το μικροπαλαιοντολογικό αρχείο των ασβεστολίθων θεωρείται απίθανη, καθώς η συνύπαρξη του πολύ ανθεκτικού *Cd leptoporus* με το πολύ λεπτό *U.jafari*, η οποία καταγράφεται σε ποσοστό άνω του 30 %, είναι ένδειξη μικρών διαγενετικών επιπτώσεων στην συγκέντρωση (Gennari, 2018).

Ο υπάρχον *Cd leptoporus* έχει ευρείες οικολογικές προτιμήσεις και ευκαιριακή συμπεριφορά (Gennari, 2018). Στην πραγματικότητα σχετίζονται με ζεστά/εύκρατα νερά με υψηλή θρεπτική αξία. *Cd leptoporus* είναι άφθονο και σχετίζεται με πλακόλιθους στη βασική ομοιογενή μάργα κάθε κύκλος από το προ MSC Serra Piriciata και Torrente

Vaccarizzo (Caltanissetta λεκάνη, Σικελία), όπου συνυπάρχει με *T.quinqueloba* και *N.acoastensis*, υποδεικνύοντας ψυχρότερα και ευτροφικά νερά (Gennari, 2018). Στη λεκάνη Sorbas, το *U.jafari* μπορεί να είναι άφθονο στην ανώτερη μάργα (ελάχιστη ακτινοβολία) και συνεπάγεται ότι αντέχει στην υψηλή αλατότητα (Gennari, 2018).

Η παρουσία αυτών των ειδών μαζί με τις βαρύτερες δ18O τιμές υποδηλώνουν ότι κατά τη διάρκεια των ελάχιστων ηλιοφάνειας υπήρχε ο υψηλότερος ρυθμός εξάτμισης, αύξηση της αλατότητας της επιφάνειας της θάλασσας, ευνοώντας την ανάμιξη της μάζας νερού, τον σχηματισμό βαθέων/ενδιάμεσων υδάτων και την ενεργοποίηση των ευτροφικών συνθηκών στο ανώτερο τμήμα της στήλης ύδατος (Gennari, 2018).

Αυτός ο μηχανισμός είναι παρόμοιος με αυτόν που επιτρέπει το σχηματισμό της υδάτινης μάζας της Λεβαντίνης(ενδιάμεσου και βαθέως στήλης), το οποίο προς το παρόν ξεκινάει το χειμώνα στη Ρόδο και την Κύπρο και κυμαίνεται από 150 έως 600m στην ανατολική Μεσόγειο(Gennari, 2018). Ιδιαίτερα, η απουσία του *U.jafari* και του ελαφρύτερου δ18O, σε διαστήματα που σχετίζονται με ελάχιστη εκκεντρότητα (κύκλοι 6-7 11 και 15-17), θα μπορούσε να υποδηλώσει ότι η μειωμένη εποχικότητα μείωσε το ρυθμό σχηματισμού εξαιρετικά αλατούχων επιφανειακών υδάτων (Gennari, 2018). Σημειώνεται, ωστόσο, ότι τα σχετικά ελαφρύτερα δ18O μετριοούνται μέγιστα στους ασβεστολίθους σε αυτά τα διαστήματα που μπορεί να σχετίζονται με την παρουσία του *Cd leptoporus* σε αυτά τα στρώματα, καθώς αυτό το είδος είναι γνωστό να ασβεστοποιείται σε αρνητική ισορροπία με το περιβάλλον θαλάσσιο νερό (Gennari, 2018).

Η απουσία βενθονικών και πλαγκτονικών τρηματοφόρων σε όλους σχεδόν τους ασβεστολίθους αυτού του διαστήματος αντιπροσωπεύει μία ιδιαιτερότητα της τομής της Τόχνης σε σχέση με τις Μεσογειακές ακολουθίες πριν από την MSC (Gennari, 2018). Οι επιφανειακές στρώσεις της λεκάνης Pissouri με πλαγκτονικά στρώματα να εμφανίζονται, χωρίς όμως, η προέλευση τους και η σχέση τους με το δείκτη ηλιοφάνειας να έχει αποσαφηνιστεί (Gennari, 2018). Στο συνολικό σχηματισμό της λεκάνης Sorbas τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα μπορούν μόνο να απουσιάζουν ή να μειώνονται έντονα κατά τη διάρκεια της ελάχιστης ηλιοφάνειας, ενώ τα βενθονικά τρηματοφόρα υποδεικνύουν τη μέγιστη ηλιακή ακτινοβολία (Gennari, 2018). Οι συγγραφείς εικάζουν ότι η απουσία πλαγκτονικών τρηματοφορών θα μπορούσε να συσχετιστεί με εξαιρετικά ευτροφικά και τοξικά νερά που τροφοδοτούνται στη φάση της ευφωτικής ζώνης κατά τη διάρκεια της φάσης έντονης ανάμειξης (Gennari, 2018). Αυτή η εξήγηση θα μπορούσε να ισχύει για τους ασβεστολίθους της Τόχνης, ωστόσο, η υψηλότερη παρουσία του *U.jafari* και οι βαρύτερες τιμές του δ18O υποδεικνύουν επίσης ότι τα πολύ αλατούχα νερά που

σχηματίζονται στο επιφανειακό στρώμα και θα μπορούσαν να παρεμποδίζουν τον πολλαπλασιασμό των πλαγκτονικών τρηματοφόρων (Gennari, 2018). Η προσθήκη των νεοσχηματισθέντων υδάτων με υψηλή περιεκτικότητα σε αλατούχα νερά στον πυθμένα, θα μπορούσε να έχει δημιουργήσει ακατάλληλες συνθήκες και για τα βενθονικά τρηματοφόρα (Gennari, 2018).

Από τα 6.1 Ma με την έναρξη του MSC

Μετά τα 6.1 Ma τα πλαγκτονικά και βενθονικά τρηματοφόρα δείχνουν μια πτώση της εμφάνισής τους ακόμα και μέσα στους σχίστες, υποδεικνύοντας αυξανόμενες στρεσογόνες περιβαλλοντικές συνθήκες (Gennari, 2018). Ωστόσο, οι βενθονικές αποικίες παραμένουν ίδιες μαζί με την παρουσία του ηπειρωτικής κρηπίδας προς βαθύαλα *cuspidariids* δίθυρα στην υποενότητα PK B που δείχνει ότι δεν παρατηρήθηκε αξιοσημείωτη μεταβολή στο παλαιοβάθος που συνήθως συμβαίνει κοντά

στο MSC, όπως και στη λεκάνη Pissouri (Gennari, 2018). Αντιστρόφως, στις συναθροίσεις ασβεστούχων νανοαπολιθωμάτων καταγράφονται σημαντικές παραλλαγές (Gennari, 2018). Τα *D. variabilis group*, *P. japonica*, *U. jafari* και *Cd. Leptoporus* εξαφανίζονται ενώ τα *R. antarctica*, *H. carteri* και *U. rotula* δείχνουν αξιοσημείωτη αύξηση εμφάνισης (Gennari, 2018). Σε αυτό το διάστημα, οι σχιστόλιθοι χαρακτηρίζονται ακόμα από *S. abies* και *R. minuta* αλλά όχι από *D. variabilis gr*. Αυτές οι αποικίες θα μπορούσαν να δείχνουν ένα ρηχότερο νουτροκλινές (ζώνη εντός της οποίας τα θρεπτικά συστατικά μειώνονται αυξανόμενου του βάθους) (όντας το *Discoaster spp.* προσαρμοσμένο στη χαμηλότερη ευφωτική ζώνη όπως η υπάρχουσα *Florisphaera profunda*) και μέτρια διαθεσιμότητα θρεπτικών συστατικών (Gennari, 2018). Επίσης, προβλέπονται ισχυρές αλλαγές στην αλατότητα της θαλάσσιας επιφάνειας, καθώς η *S. abies* έχει αναφερθεί σε αφθονία μεταξύ των στρωμάτων των γύψων του σταδίου 3, υποδεικνύοντας ότι θα μπορούσε να είναι ένα ευρύαλο είδος (λεκάνη Polemi Κύπρος) (Gennari, 2018). Η συνεχής κυκλική εμφάνιση του *S. abies* μετά το 6.1 Ma επιβεβαιώνει ότι η δεύτερη αυτή ταξινομική ομάδα μοιράζεται μόνο μερικές οικολογικές προτιμήσεις με το *D. variabilis gr* (Gennari, 2018). Το *Cd. leptoporus* και το *U. jafari* αντικαθίστανται στα ασβεστολιθικά στρώματα από τα *R. antarctica*, *Reticulofenestra* είδη που χαρακτηρίζονται από κλειστή κεντρική περιοχή, όπως και τα *reticulofenestrids* όπως τεκμηριώνετε από τον Krhovsky et al. 1992 αποτελούνται από ολιγοκαινικά ιζήματα πλούσια σε διάτομα στην Δημοκρατία της Τσεχίας, όπου συνυπάρχουν με διατομίτες γλυκού και υφάλμυρου νερού, *Melosira*

(Aulacosira) ,που δείχνει ότι αυτά τα είδη και οι συγγενείς τους θα μπορούσαν να ευδοκιμήσουν σε ευτροφικά περιβάλλοντα και σε υφάλμυρα ή κανονικής αλατότητας νερά (Gennari, 2018).

Στα κορυφαία δείγματα (πέρα απο την έναρξη του MSC) τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα σχεδόν απουσιάζουν και οι αποικίες των ασβεστούχων νανοαπολιθωμάτων κυριαρχούν ακόμα περισσότερο απο τα *S.abies* , *R.minuta*, *U.rotula* και σε μικρότερο βαθμό το *H.carteri*, το οποίο είναι ένα μέσο-ευτροφικό είδος που αναφέρονται σε ευτροφικά υφάλμυρα νερά και σε περιβάλλοντα εκβολής ποταμών (Gennari, 2018). Αυτό το είδος εμφανίζεται συχνά στους αργίλους του ανώτερου γύψου του σταδίου 3 της λεκάνης Πολέμη μαζί με δείγματα *Umbilicosphaera* δείγματα που ερμηνεύτηκαν ως υψηλά επίπεδα αλατότητας. Στην Τόχνη υπάρχει έντονη παρουσία του *U.rotula* που συναντώνται μαζί και ακριβώς πάνω την ακμή των *H.carteri*, που υποδηλώνει αντίθετα ότι το *Umbilicosphaera spp.* θα μπορούσε να είναι ευρύαλο και να αναπτυχθεί σε νερά μη συνήθους αλατότητας (Gennari, 2018). Όσο για το *R.minuta* και τα μικρά *reticulofenestrids* είναι επίσης ιδιαίτερα άφθονα στα ιζήματα που αποτέθηκαν στην αρχή του MSC στην λεκανη του Πιεμόντε , που μαρτυρούν την ανοχή τους σε ταραγμένα και κοντά στην ακτή περιβάλλοντα, που χαρακτηρίζονται από ευτροφικά επιφανειακά ύδατα και μεταβλητή αλατότητα (Gennari, 2018).

Η συσχέτιση των *U.rotula* και *R.minuta* με *H.carteri*, οι διακριτές αρνητικές τιμές δ18O και η μείωση του λόγου 87Sr/86Sr, ο οποίος υποδεικνύει μια αξιοσημείωτη μειωμένη επίδραση των παράκτιων υδάτων, τυπικά των αποθέσεων του σταδίου 1, δείχνει ότι τα είδη αυτά προτιμούν μειωμένη αλατότητα (Gennari, 2018). Όλα αυτά τα στοιχεία υποδεικνύουν ότι η απόθεση των κροκαλοπαγών που αντιστοιχεί στο 6.1 Ma παλαιωκεανογραφικό στοιχείο της Μεσογείου, που σηματοδότησε μια αυξανόμενη επιρροή από ποταμούς, τόσο κατά τη διάρκεια των ελαχίστων και των μέγιστων της ηλιοφάνειας, φτάνοντας μία ακμή στην έναρξη της MSC (Gennari, 2018). Τα κροκαλοπαγή είναι κοινό με τα λασπώδη στρώματα που έχουν αποθεθεί στη λεκάνη Pissouri, και ένα παρόμοιο στρώμα παρατηρήθηκε στη γεώτρηση Fanantello, η οποία σηματοδοτεί μια αύξηση της τεράστιας χερσαίας εισόδου στην προτάφρο των Βόρειων Απέννινων (Gennari, 2018). Η αστάθεια της κλίσης που καταγράφετε επίσης στη λεκάνη Πιεμόντε λίγο κάτω από την τελευταία εμφάνιση της *T.multiloba* (Gennari, 2018). Αυτά τα στοιχεία δείχνουν ότι είναι πιθανό ένας τεκτονικό γεγονός, που επηρέασε την ανατολική και βόρεια μεσόγειο, θα μπορούσε να συμβάλλει

στην ενεργοποίηση παλαιωκεανογραφικών αλλαγών που παρατηρήθηκαν περίπου στα 6.1 Ma (Gennari, 2018).

ΠΑΛΑΙΟΥΔΡΟΛΟΓΙΚΕΣ ΣΥΝΕΠΕΙΕΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΑΚΜΗ ΤΟΥ

Braarudosphaera bigelowii

Braarudosphaera bigelowii έχει μια πολύ διάσπαρτη αλλά συνεχή εμφάνιση κατά μήκος του γεωλογικού χρόνου απο το κάτω Κρητιδικό και δείχνει σποραδικά ακμή στα 26m (εως 130n/mm²) στην Τόχνη(Gennari, 2018). Συσχετίζεται συχνά με τα νηριτικά περιβάλλοντα, στον εμπλουτισμό θρεπτικών συστατικών και /ή στην χαμηλής αλατότητας ύδατα και γενικά δεν υπάρχει σε ωκεάνιες συνθήκες (Gennari, 2018). Η έλξη του *B.bigelowii* για τα υφάλμυρα ύδατα απεικονίζεται από την παρουσία του στην Μαύρη Θάλασσα, όπου τα επιφανειακά νερά έχουν μεση αλατότητα 17 με 18 της χιλίους και απουσία της υψηλής αλατότητας όπως στα νερά της Ερυθράς Θάλασσας (Gennari, 2018). Αυτό το επεισοδιακό περιστατικό δείχνει μια σποραδική και παροδική παροχή γλυκού νερού, είτε από ενισχυμένη απορροή είτε από τη σύνδεση με υφάλμυρο/ γλυκό νερό (Gennari, 2018). Η στρωματογραφική θέση αυτής της ακμής, τρεις κύκλους κάτω από τη δεύτερη εισροή του *G.giant*, που χρονολογείται στα 6.102 Ma (που σχετίζεται με τον κύκλο UA27 στη σύνθετη τομή Abad) δείχνει ότι αυτά τα χαμηλής αλατότητας ύδατα θα μπορούσαν να προέρχονται από την παλαιο-Μαύρη Θάλασσα, κατά τη διάρκεια της παροδικής σύνδεσης των δύο λεκανών που προσεγγίζουν το όριο Meotian/ Pontian (Gennari, 2018).

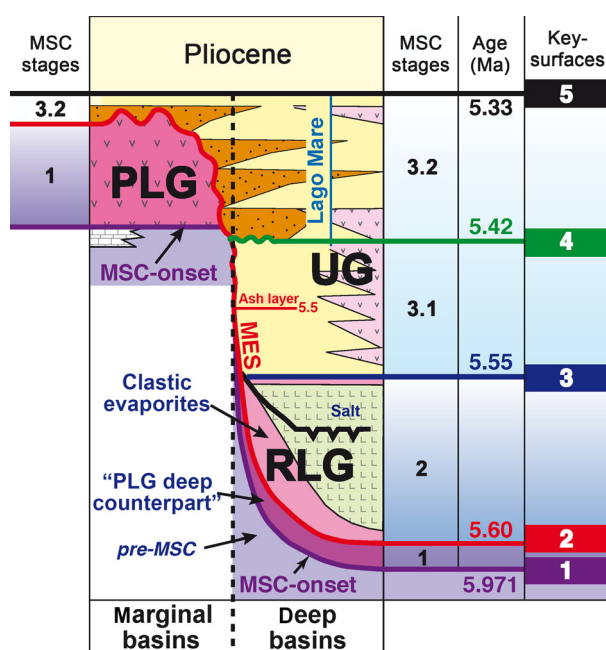
5. Κρίση Αλμυρότητας στην Κύπρο

Η κρίση αλμυρότητας του Μεσσηνίου (MSC) σηματοδοτήθηκε από παλαιογεωγραφικές αλλαγές με αποκορύφωμα την απόθεση τεράστιου όγκου εβαποριτών στις αβαθείς, ενδιάμεσες και βαθιές μεσογειακές λεκάνες ,κατά τη διάρκεια του σταδίου 1 και 2 αντίστοιχα (Gennari, 2018). Τα σημαντικότερα γεγονότα της παλαιογεωγραφικής εξέλιξης συνέβησαν στα 7.16 ,6.7, 6.4-6.29 και 6.1-6.0 Ma (Gennari, 2018). Κάθε ένα από αυτά τα στάδια, τα οποία περιλάμβαναν λίγα είδη, ήταν ευνοϊκά για τις όλο και πιο στρεσογόνες συνθήκες τόσο στο θαλάσσιο πυθμένα όσο και στη στήλη ύδατος, όπως τεκμηριώθηκε και από την προοδευτική αύξηση του ασβεστολιθικού πλαγκτόν και από τις συγκεντρώσεις των βενθονικών τρηματοφόρων (Gennari, 2018). Τα πρώτα δύο στάδια σχετίστηκαν με

την τεκτονική συμπίεση ή και από τη διακοπή της σύνδεσης με τον Ατλαντικό από τις λίγες διόδους στην περιοχή του Ριφ, που προκάλεσαν είτε την επιβράδυνση είτε τη διακοπή της βαθιάς κυκλοφορίας στη Μεσόγειο (Gennari, 2018). Ωστόσο, ο Blanc Valleron et al.(2002) παρατήρησε ότι αυτά τα παλαιογεωγραφικά στάδια ακολουθούν κατά προσέγγιση την περίοδο των 400 χιλιάδων χρόνων και ο Kouwenhoven et al.(2006) πρότεινε μία σχέση μεταξύ της όλο και πιο περιορισμένης βαθιάς κυκλοφορίας και αυτής της τροχιακής παραμέτρου (Gennari, 2018). Επιπροσθέτως, οι περιορισμένες συνδέσεις με τον Ατλαντικό από τα 7.16Ma αύξησαν την ευαισθησία της Μεσογειακής λεκάνης στην καταγραφή της κλιματικής αλλαγής, όπου αποτελέσματα των αλλαγών αυτών είναι ένας σχηματισμός σαπροπήλων σε περιόδους ελαχίστων μεταπτώσεων (Gennari, 2018). Στις ενδιάμεσες και βαθιές ακολουθίες ύδατος, όπως στο Monte del Casino (Βόρεια Απέννινα, Ιταλία) και στην τομή Pissouri (Νότια Κύπρος), αντίστοιχα το στάδιο των 7.16Ma χαρακτηριζόταν από την εξαφάνιση των οξυφιλικών βενθονικών τρηματοφόρων και την αύξηση των ταξινομικών ομάδων που είναι ανθεκτικές σε χαμηλά επίπεδα οξυγόνου και στην αυξημένη αλατότητα, όπως φαίνεται στην τομή Gibliscemi-Falconara (Σικελία) (Gennari, 2018). Η κεντρική Μεσόγειος επηρεάστηκε σοβαρότερα από τη μειωμένη κυκλοφορία βαθύων υδάτων, η οποία χαρακτηρίζεται από προσωρινή εξαφάνιση των βενθονικών τρηματοφόρων (Gennari, 2018). Επιπλέον, τα στρώματα των διατομιτών άρχισαν να αποτίθενται μεταξύ 7.16 και 6.7Ma, υποδεικνύοντας μια σημαντική διαθεσιμότητα του πυριτίου, σε περιόδους αυξημένης ευτροφίας, που πιθανόν συνδέεται με επεισόδια ανοδικής κίνησης, κατά τη διάρκεια ελαχίστων διαταραχών της ηλιακής ακτινοβολίας (Gennari, 2018).

Στην αρχή των 6.7Ma (στάδιο 2), τα βενθονικά τρηματοφόρα υπέδειξαν μεγάλη αύξηση των στρεσογόνων συνθηκών, τα ανεκτικά είδη σε χαμηλά επίπεδα οξυγόνου και αυξημένη αλατότητα είναι απώντα από τους σαπροπήλους, και τα ασβεστιτικά πλαγκτονικά σύνολα χαρακτηρίζονται από μειωμένη ποικιλομορφία και αφθονία (Gennari, 2018). Επιπλέον, η αυξημένη ανταπόκριση στις διακυμάνσεις της ηλιακής ακτινοβολίας υπογραμμίζεται από την κυριαρχία ψυχρών/ευτροφικών ειδών ασβεστολιθικού πλαγκτόν σε περιόδους ελάχιστης ηλιακής ακτινοβολίας και θερμών/ολιγοτροφικών ειδών σε περιόδους μέγιστης ηλιακής ακτινοβολίας (Gennari, 2018). Αξίζει να σημειωθεί, ότι οι αλλαγές στις συγκεντρώσεις του ασβεστιτικού πλαγκτόν αρχίζει από τα 6.7Ma και επηρέασαν εξίσου και τις βαθιές και ρηχές ακολουθίες (Gennari, 2018).

Απο τα 6.7Ma ο δείκτης των πλαγκτονικών και βενθονικών τρηματοφόρων δείχνει απότομες διακυμάνσεις με τιμές που κυμαίνονται απο 100% εως και περίπου το 0%, γεγονός που υποδηλώνει την αύξηση των α-βενθονικών τρηματοφόρων, λόγω ανοξικών συνθηκών κατά τη διάρκεια της μέγιστης ηλιακής ακτινοβολίας και την έντονη μείωση των α-πλαγκτονικών κατά τη διάρκεια της ελάχιστης ηλιακής ακτινοβολίας (Gennari, 2018). Στα επιφανειακά νερά, η παρουσία συγκεντρώσεων ολιγότυπων που περιλαμβάνουν κυρίαρχα τη *Turborotalia quinqueloba* και *T.multiloba* (εως 80%) κατά τη διάρκεια της ελάχιστης ηλιακής ακτινοβολίας, συνήθως συνδέεται με αυξημένη αλατότητα που αντιστοιχεί σε πολύ ξηρές κλιματικές φάσεις (Gennari, 2018). Το τελευταίο στάδιο στα 6.1 με 6.0Ma πιστοποιεί την τελική μείωση των ασβεστιτικά μικροαπολιθωμάτων, των οποίων η εξαφάνιση έγινε στην έναρξη της κρίσης αλμυρότητας στα 5,971Ma (Gennari, 2018).



Εικόνα 3. Το στρωματογραφικό πλαίσιο που προέρχεται από το CIESM (2008) και αναδुकνύει τα τρία στάδια της κρίσης αλμυρότητας και τις σχετιζόμενες εβαποριτικές ενότητες και ασυμφωνίες – επιφάνειες κλειδιά. Εβαποριτικές ενότητες: PLG (πρωτογενής κατώτερος γύψος), RLG (επανακατεργασμένος κατώτερος γύψος), UG (ανώτερος γύψος). Οι επιφάνειες κλειδιά (από κάτω): (1) έναρξη της Μεσσηνιακής κρίσης αλατότητας (5.971 Ma · Manzi et al.2013, Manzi et al.2016), 2. η επιφάνεια της Μεσσηνιακής διαβρωτικής επιφάνειας (MES · 5.60 Ma · Lofi et al.2005 · Roveri & Manzi, 2006, Manzi et al.2016). (3) βάση του ανώτερου γύψου / κορυφή της ενότητας του αλίτη (5,53 Ma · Van der Laan et al.2006 · Hilgen et al.2007 · Manzi et al.2009, Manzi et al.2016) · (4) βάση της ενότητας p-ev2 (Roveri et al. 1998, 2001, Roveri & Manzi, 2006, Manzi et al.2016). (5) βάση του Ζαγγλίου (5.33 Ma, Van Couvering et al.2000), (Manzi et al.2016).

Στην Ανατολική Μεσόγειο στο προ-εβαποριτικό στάδιο, η μικροπαλαιοντολογική έρευνα έχει εστιάσει στις ακτές της Κύπρου και της Κρήτης (Gennari, 2018). Στη νότια πλευρά της Κύπρου, δημιουργήθηκε μια ολοκληρωμένη στρωματογραφική κολώνα για τα τμήματα Tokhni και Pissouri αντίστοιχα (Gennari, 2018). Αυτά τα δύο τμήματα συσχετίστηκαν με το τμήμα αναφοράς Perales (λεκάνη Sorbas) για τη δυτική Μεσόγειο με τη βοήθεια βιομαγνητοστατιστικών και κυκλοστατικών περιορισμών (Gennari, 2018). Συνολικά, η παλαιογεωγραφική εξέλιξη που παρατηρείται στην Κυπριακή λεκάνη είναι ίδια με εκείνη που προβλέπεται στη δυτική Μεσόγειο, αν και οι ιζηματογενείς ακολουθίες πριν από την MSC διαφέρουν για τη σπάνια παρουσία ή απουσία σαπροπήλων και για την εμφάνιση χαοτικών ανθρακικών αποθέσεων (barre jaune) ακριβώς κάτω από το κατώτερο στρώμα γύψου (Gennari, 2018). Επιπλέον, ο προσδιορισμός της έναρξης MSC σε αυτά τα τμήματα έχει συζητηθεί. Σύμφωνα με τους Krijgsman και Kouwenhoven αντιπροσωπεύεται από το κατώτερο στρώμα γύψου στην ενότητα Pissouri (Gennari, 2018).

Αντίθετα, σύμφωνα με τους Orszag Sperber συμπίπτει ένα τμήμα της Tokhni με την εμφάνιση των χαοτικών ανθρακικών αποθέσεων και κατά συνέπεια, την απόθεση του κατώτερου στρώματος γύψου καθυστερημένη κατά 60 Kyr (Gennari, 2018). Και οι δύο αυτές ερμηνείες έχουν αμφισβητηθεί από τον Manzi με βάση ιζηματογενή και στρωματογραφικά στοιχεία (Gennari, 2018). Αυτοί οι συγγραφείς δήλωσαν ότι στην Κύπρο ο πρωτογενής κατώτερος γύψος του 1ου σταδίου του MSC λείπει, ενώ οι αποθέσεις γύψου οι λεγόμενες κλασικές φάσεις του υποβάθρου που έχουν υποστεί φθορά από μία γωνιακή ασυμφωνία που αντιστοιχεί στην επιφάνεια της Μεσσηνιακής διάβρωσης (Gennari, 2018). Έτσι το στρώμα γύψου του τμήματος του Tokhni έχει αποδοθεί στο στάδιο 2 του MSC (Gennari, 2018). Κατά συνέπεια, ο Manzi πρότεινε ότι η έναρξη της MSC προσεγγίζεται καλύτερα από την τελευταία εμφάνιση των τρηματοφόρων, που προσδιορίζεται μέσα στο διάστημα που αντιστοιχεί στο στρώμα με τις χαοτικές ανθρακικές αποθέσεις των Orszag-Sperber (Gennari, 2018). Τα μικροπαλαιοντολογικά και ιστοτοπικά δεδομένα, υποστηριζόμενα από το νέο μοντέλο ηλικίας που είναι εμπλουτισμένο με στρωματογραφικά και ιζηματολογικά δεδομένα όπως παρουσιάζονται στο Manzi, επέτρεψε την ανασυγκρότηση των παλαιογεωγραφικών και παλαιωκεανογραφικών εξελίξεων στην λεκάνη του Psemmatismenos κατά τη διάρκεια της προ MSC και την σύγκρισή τους με εκείνες τις ακολουθίες της κεντρικής και δυτικής Μεσογείου (Gennari, 2018).

Το νησί της Κύπρου βρίσκεται σε μια ενεργή τεκτονική περιοχή που χαρακτηρίζεται από την αλληλεπίδραση μεταξύ της Αφρικής, της Αραβίας και της Ευρασίας (Manzi, 2016). Το κυπριακό τόξο αντιπροσωπεύει το σημερινό όριο μεταξύ των πλακών της Ευρασίας και της

Αφρικής (Manzi, 2016). Από αυτή την άποψη, αντιπροσωπεύει το ανατολικότερο τμήμα της Μεσογείου, με μία πολύπλοκη δομή που εκτείνεται από τα Ιόνια νησιά της δυτικής Ελλάδας στην Τουρκία με διέυθυνση ανατολική που προέκυψε από την υποβύθιση του Ιόνιου ωκεάνιου φλοιού (ένα υπόλοιπο της Τηθύως θάλασσας), κάτω από την Ευρωπαϊκή πλάκα (Manzi, 2016). Στην Ιόνια λεκάνη, η υποβύθιση εξακολουθεί να είναι ενεργή, ενώ η μετακίνηση προς ανατολάς στο γεωδυναμικό περιβάλλον περιπλέκεται από τη συνεχιζόμενη σύγκρουση μεταξύ της Ευρασιατικής και της Αφρικανικής πλάκας (Manzi, 2016).

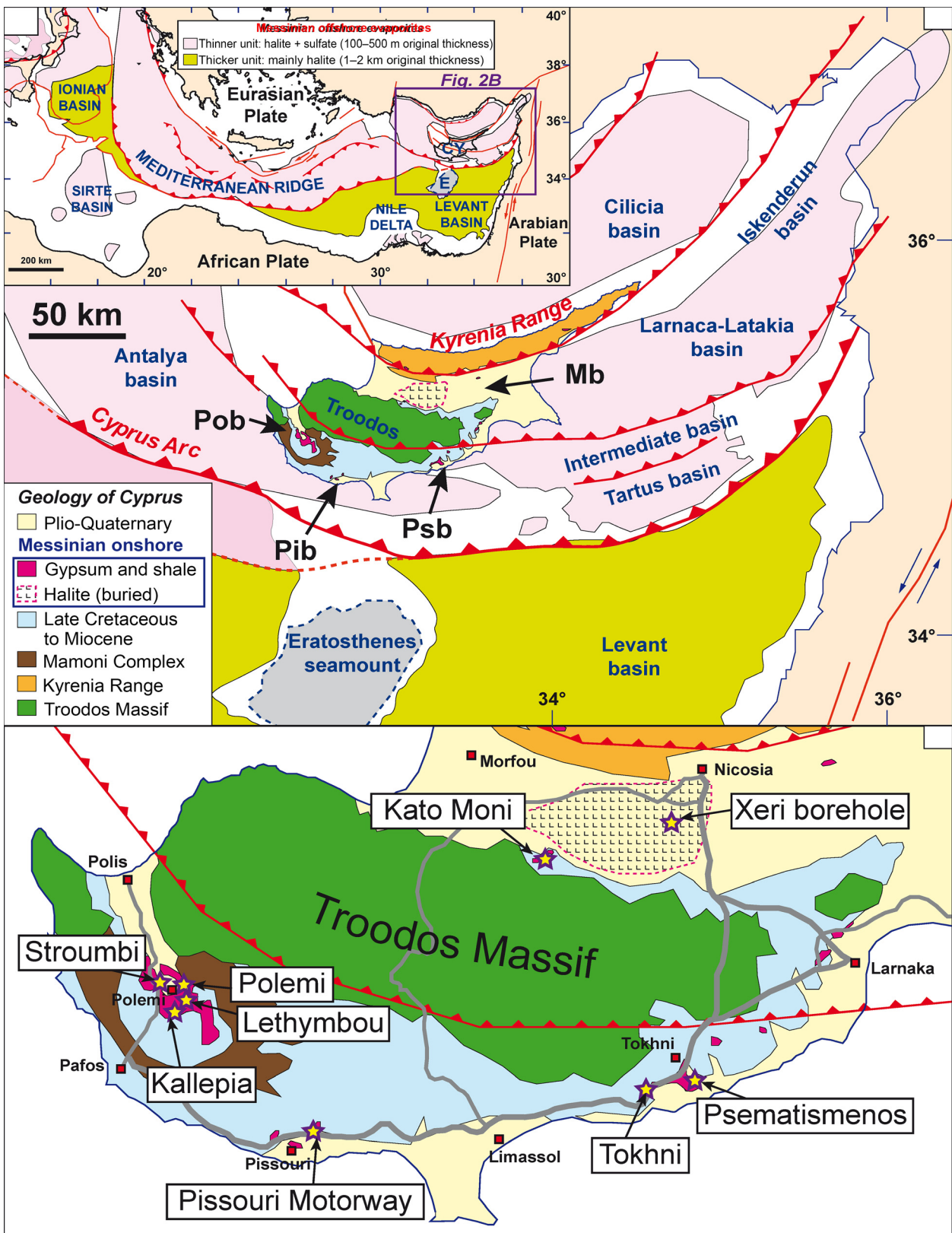
Στο ανατολικότερο τμήμα της Μεσογείου, η παρουσία της μικροπλάκας του Ερατοσθένη, που είναι ένα μικρό τέμαχος Αφρικανικού ηπειρωτικού φλοιού, το οποίο προκάλεσε την ανάδυση του πρίσματος προσαύξησης και τη γένεση της νήσου Κύπρου (Manzi, 2016). Σύμφωνα με πρόσφατες μελέτες, η δομή της Κύπρου προέκυψε από την συγκόλληση τριών τεκτονικών τεμαχών, τα οποία είναι δομημένα από Βορρά προς Νότο: η οροσειρά της Κυρήνειας, η μάζα της Τροόδου (μία οφιολιθική ενότητα που αντιπροτεύει τα απομεινάρια του αρχικού ωκεάνιου φλοιού) και το σύμπλεγμα των Μαμονίων (Manzi, 2016). Πρόσφατοι τεκτονικοί ανασχηματισμοί βασισμένοι πάνω σε δομική ανάλυση των ρηγμάτων και διαρρήξεων που αναγνωρίστηκαν στην Κύπρο υποδηλώνουν ότι η περιοχή της Κύπρου επηρεάστηκε από μία σύνθετη τεκτονική εξέλιξη κατά τη διάρκεια του Νεογενούς περιλαμβάνει: 1) μία πρώιμη φάση συμπίεσης στο κάτω Μειόκαινο, 2) μία φάση εφελκυσμού κατά τη διάρκεια του ανώτερου Μειοκαίνου και της αρχής του κατώτερου Πλειοκαίνου και τέλος 3) υφίσταται συμπίεση/διασυμπίεση μέχρι και σήμερα (Manzi, 2016).

Εκτός από τις πληροφορίες των κυρίων τάσεων η ιστορία της Κύπρου από των ανώτερο Μεσοζωικό μπορεί να εξαχθεί από την παρατήρηση των αλλαγών φάσεων και ιζηματογένεσης στην Περιτροοδική ιζηματογενή ακολουθία (Manzi, 2016). Η πρώτη σαφής απόδειξη σχηματισμού ξηράς με μόνιμο υπόγειο σύστημα αποστράγγισης χρονολογείται στο Πλειόκαινο (Manzi, 2016). Σύμφωνα με την πιο πρόσφατη υπόθεση, η ανάδυση της Τροόδου άρχισε στα τέλη του Πλειοκαίνου (< 2.58Ma) (Manzi, 2016). Ωστόσο, αυτό θα μπορούσε να θεωρηθεί μόνο το τελικό στάδιο μία μακριά ιστορία διάβρωσης και απόθεσης του ιζηματογενούς καλύμματος της Τροόδου : Αρχικά η άνω Μεσοζωικός – Μειοκαινικός πελαγικός ενότητα διαβρώθηκαν, έπειτα η ανάδυση και

διάβρωση του ωκεάνιου φλοιού της Τροόδου καταγράφηκε από την άνω Πλειοκαινική εμφάνιση τεμαχών οφιολίθων στα δέλτα της λεκάνης των Μεσσαορίων (Manzi, 2016).

Από την σταδιακή ρήχυνση που ξεκίνησε στον κάτω Καινοζωικό στο σχηματισμό Λευκάρας και την μεγάλη εμφάνιση Μειοκαινικών ανθρακικών υφάλων και ανθρακικών πλατφόρμων , που εμφανίζονται κατά μήκος του Βόρειου και Νότιου περιθώριου της Τροόδου υποδεικνύουν μια πρώιμη ανάδυση της περιοχής της Τροόδου μετά το Ολιγόκαινο (Manzi, 2016). Η παρουσία στην περιοχή της Κορώνειας υφάλων ηλικίας ανώτερου Τορτονίου έως το κατώτερου Μεσσηνίου, υποδηλώνει ότι η περιοχή της Τροόδου ήταν ήδη πολύ ρηχή (Manzi, 2016). Επιπλέον, βότσαλα από την Τρόοδο χαρακτηριστικά της ενότητας Lago-Mare της λεκάνη Πισσουρή, δείχνοντας ότι η αναδύση της Τροόδου συνέβει από το ανώτερο Μεσσηνίο (Manzi, 2016).

Το Κυπριακό τόξο χωρίζει την Ανατολική Μεσόγειο σε μια Βόρεια και Νότια περιοχή που χαρακτηρίζεται από διαφορετικό γεωλογικό καθεστώς και διαφορετικό αρχείο όσο αναφορά την MSC (Manzi, 2016). Η βόρεια περιοχή χωρίζεται σε 3 κύριες λεκάνες σε διεύθυνση ανατολή δύση (Manzi, 2016). Τη βόρεια λεκάνη που είναι βυθισμένη και οριοθετείται νότια από το όρος Κυρήνεια (Manzi, 2016).



Εικόνα 4. (α) Απλοποιημένος χάρτης που δείχνει την κατανομή των Μεσσηνίων εβαποριτών στην Ανατολική Μεσόγειο και της θέσης της Κύπρου. (β) Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης της Κυπριακής περιοχής.

συμπεριλαμβανομένων των κύριων λεκανών ιζηματογένεσης και της κατανομής των μεσσηνιακών εβαποριτών με βάση το φάσμα και το πάχος τους. (γ) Θέση των στρωματογραφικών τμημάτων (μοβ αστέρια) που περιγράφονται στο κείμενο. PoB, λεκάνη Polemi; Pib, λεκάνη του Πισσουρίου. Psb, Psematismenos / Maroni λεκάνη. Mb, λεκάνη του Mesaoria (Manzi et al.2016).

Η κεντρική λεκάνη περιλαμβάνει ένα χερσαίο τμήμα γνωστό ως λεκάνη Μεσαόρια που συνεχίζει στην ανοιχτή θάλασσα προς τα δυτικά μέσα στη βόρεια λεκάνη της Αττάλειας και ανατολικά στις λεκάνες Λάρνακα - Λατάκια και Iskenderun στην Τουρκία (Manzi, 2016). Μεσσήνιες αποθέσεις εμφανίζονται μόνο στα βόρεια και νότια της λεκάνης, αλλά η παρουσία μίας παχιάς ακολουθίας αλίτη θαμμένη κάτω από τα Μεσαόρια, έχει τεκμηριωθεί από σεισμικά προφίλ και γεωτρήσεις (Manzi, 2016). Τα σεισμικά δεδομένα υποδηλώνουν την ύπαρξη αλατούχων αποθέσεων στην ξηρά (Manzi, 2016). Η κεντρική λεκάνη οριοθετείται νότια από το όρος Τρόδος (Manzi, 2016). Τέλος η νότια λεκάνη απαρτίζεται από μικρότερες υποθαλάσσιες και χερσαίες λεκάνες (λεκάνες :Polemi, Pissouri, Psematismenos/Maroni) (Manzi, 2016).

Όλες αυτές οι λεκάνες χαρακτηρίζονται από σχετικά λεπτές (συνήθως < 500m πάχος) μεσσήνιες ακολουθίες που περιλαμβάνουν θειικό άλας και αλίτη, όπως υποδεικνύει και η ύπαρξη μικρών διαπείρων άλατος που απεικονίζονται στα σεισμικά προφίλ τόσο στη λεκάνη Λατάκια όσο και στην Tartus (Manzi, 2016). Αντίθετα, η νότια περιοχή αντιστοιχεί στη λεκάνη του Λεβαντίνου, που περιλαμβάνει ένα πολύ παχύ στρώμα μεσσηνίων εβαποριτών (μεταξύ 1 και 2χλμ) το οποίο αποτελείται κυρίως από αλίτη με μικρές κλαστικές παρεμβολές που είναι ακόμα σχετικά απαραμόρφωτες (Manzi, 2016).

		Age	Formation	Lithology
Cenozoic	Pleistocene		'Fanglomerate' Apalos	Conglomerate and sandstone
			Kakkaristra Athalassa	Calcarenite, sandstone, conglomerate
	Pliocene		Nicosia	Marl, silt, mudstone, sandstone, conglomerate
			Kalavassos	Evaporite
	Miocene	Upper	Koronia member	Reefal and bioclastic limestone
		Middle	Pakhna	Pelagic chalk, marl, calcarenite, conglomerate
		Lower	Terra mb.	Reefal and bioclastic limestone
	Oligocene		Upper Lefkara	Pelagic chalk and marl,
	Eocene		Middle Lefkara	Massive pelagic chalk
	Paleocene			Pelagic chalk, replacement chert
Mesozoic	Maastrichtian		Lower Lefkara	Pelagic chalk
	Campanian		Kannaviou	Volcaniclastic sandstone, bentonitic clay
	Turonian		Perapedhi	Umber and radiolarite
		B A S E M E N T		

Εικόνα 5. Κύριες λιθοστρωματογραφικές στήλες της Κύπρου από τους Robertson et al. (1995) (Manzi, 2016). Σε ανοιχτό κυανό οι ημιπελαγικές αποθέσεις που συσσωρεύθηκαν στις κυριότερες κυπριακές λεκάνες κατά την Άνω Κρητιδικό μέχρι το Άνω Μειόκαινο (Λευκαρά και σχηματισμός Πάχνα) (Manzi, 2016). Σε πιο σκούρο κυανό, τα κυριότερα στρώματα βαθένων υδάτων που αποτέθηκαν τοπικά πάνω από τα κυριότερα τμήματα ανοδικής κίνησης στα όρια του κυπριακού ορογενούς με ανοιχτό μοβ τον σχηματισμό του Καλλάβασου, συμπεριλαμβανομένων όλων των αποθέσεων που συγκεντρώθηκαν κατά τη διάρκεια της κρίσης της αλμυρότητας του Μεσσηνίου (Manzi, 2016).

Σύμφωνα με το Robertson et al.(1995) η ιζηματογενής ακολουθία της Κύπρου μπορεί να συνοψιστεί όπως παρακάτω.

Προ-Μεσσηνίου

Οι πρώτες ιζηματογενής απόθεσεις, απλώνονται απευθείας σε μία μαγματική βάση, και αντιπροσωπεύονται από ούμβρες και ραδιολαριτές του σχηματισμού Περαπαιδί που ακολουθείται από ηφαιστειοκλαστικά του σχηματισμού Κανναβίου. Ξεκινώντας από το Μαιστρίχτιο οι ακολουθίες που συνεχίζονται με το σχηματισμό Λευκαρά νωρίτερα ονομάζοταν σχηματισμός Λάπιθος ή Λευκάρα, ένα πακέτο που περιλάμβανε πελαγική μάργα και ανθρακικά άλατα βαθένων υδάτων για ένα παρατεταμένο χρονικό διάστημα (Κατώτερο Κρητιδικό- Ολιγόκαινο). Αυτή η φάση της μονότονης ιζηματογένεσης διακόπηκε από αποθέσεις του σχηματισμού Πάχνα (Βουρδιγάλιο/Λάγγιο - Κατώτερο Μεσσηνίου) που καταγράφει μία φάση κατά τη διάρκεια της οποίας αναπτύχθηκαν αρκετές μικρές συνδεδεμένες λεκάνες, λόγω της τρέχουσας τεκτονικής, η οποία σχετίζεται με τη σύγκρουση της Αφρικανικής και Ευρασιατικής πλάκας.

Στα υψηλότερα σημεία των εσωτερικών λεκανών ιζηματογένεσης παρατηρείται ότι η πελαγική ιζηματογένεση προοδευτικά αντικαταστάθηκε από το σχηματισμό υφάλων και βιο-κλαστικών αποθέσεων που σχετιζόντουσαν με μικρές ανθρακικές πλατφόρμες και υφάλους (shoals). Δύο βασικά ανθρακικά σώματα, αντιστοιχούν, στο κάτω Μειοκαινικό *Terra member* και το Τορτονιακό/Μεσσηνικό *Koronia member*, τα οποία έχουν αναγνωρισθεί και περιγραφεί στις μελετές των Pantazis (1967), Bagnall (1960), Gass(1960) και Robertson et al(1995). Ενδιαφέρον προκαλούν, στο κατώτερο Τορτόνιο-ανώτερο Μεσσηνίου, τμήματα του υφάλου (*Koronia member*), τα οποία οριοθετούνται τόσο στο βορρά όσο και στο νότο από τον ορεινό όγκο της Τροόδου, υποδηλώνοντας ότι αυτή η ζώνη ήταν σε ένα βάθος νερού μέσα στη ευφωτική ζώνη. Αυτό συμφωνεί, στο ανώτερο και

κατώτερο Μεσσήνιο, με την υποθαλάσσια αποθέσεις ροές μάζων, που εμφανίζεται τόσο στις νότιες όσο και στις βόρειες πλευρές της Τροόδου που σχετίζονται μέσω σεισμικών γεγονότων που οδήγησαν στην ανύψωση της περιοχής.

Προ- Κρίσης αλμυρότητας Μεσσήνιες αποθέσεις

Οι νεότερες Μεσσηνιακές αποθέσεις περιλαμβάνονται στο ανώτερο τμήμα του σχηματισμού Πάχνα. Αυτή η ενότητα κυρίως εκτίθεται στα αποθέματα των λεκανών Πολέμη, Πισσουρί και Ψευματισμένος /Μαρώνι, οι οποίες χαρακτηρίζονται από μία καλά αναπτυγμένη κυκλικότητα, που δίνεται από την εναλλαγή σαπροπήλου, μάργας και ανθρακικών στρωμάτων, κατάλληλα για μία ολοκληρωμένη στρωματογραφική προσέγγιση. Για το σκοπό αυτό, δύο τμήματα μελετήθηκαν λεπτομερώς: η τομή του Αυτοκινητοδρόμου στην λεκάνη Πισσουρί και η τομή της Τόχνης στην λεκάνη Ψευματισμένος /Μαρώνι.

Κρίση αλμυρότητας Μεσσηνίου Ενότητες:

Ο σχηματισμός Καλαβάσου καταγράφει ολόκληρη την κρίση αλμυρότητας του Μεσσηνίου, η οποία μπορεί να υποδιαιρεθεί σε τρεις βασικές υποενότητες, από κάτω προς τα πάνω: κατώτερος γύψος

ενδιάμεσο λατυποπαγές

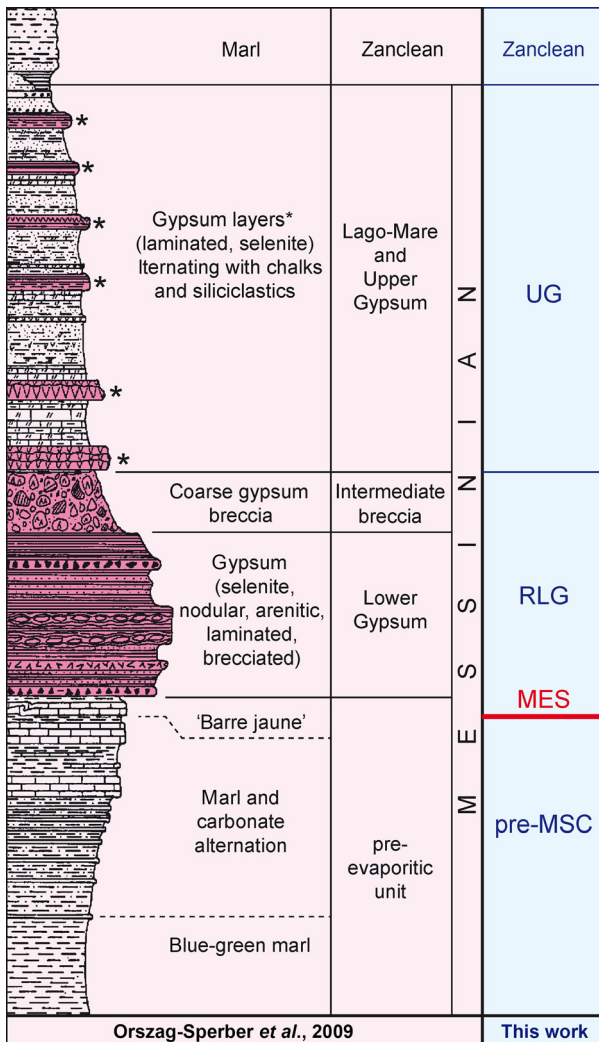
Λιμνοθαλάσσιες αποθέσεις και ο ανώτερος γύψος

Η ενότητα του ανώτερου γύψου, με πάχος έως 70μ, περιγράφεται ως μία σύνθετη ενότητα που περιλαμβάνει μία μεγάλη ποικιλία αποθέσεων γύψου: σελενιτική, στρωματώδης (τοπικά γνωστό ως μάρμαρα γύψου), κλαστική και κονδυλώδης.

Μία συνεχής ακολουθία γνωστή ως “bare jaune”(= χαοτικές ανθρακικές αποθέσεις) και ένα ανθρακικό λατυποπαγές που περιλαμβάνει στρωματολιθικές αποθέσεις και θραύσματα πρωτογενούς γύψου, εμφανίζονται συχνά στη βάση του κατώτερου γύψου.

Το ενδιάμεσο λατυποπαγές, πάχους έως 20μ, είναι ένα πολυγενές και ετερομεγέθης λατυποπαγές που αποτελείται από κλάστες και μεγάλα τεμάχια γύψου σε ένα ανθρακικό/γυψαρενιτικό πέτρωμα. Σύμφωνα με τον Robertson et al.(1995) οι κλάστες από γύψο προέρχονται από διαφορετικά στρώματα γύψων που περιλαμβάνουν κρυστάλλους

σελενίτη και στρωματοποιημένο γύψο. Σύμφωνα με των Robertson et al.(1995) αυτή η ενότητα προέκυψε από μεγάλης κλίμακας τεκτονική κατάρρευση μάζας.



Εικόνα 6. Σύνθετη στρωματογραφική στήλη των αποθέσεων στο νησί της Κύπρου από τους Orszag-Sperber et al.2009, τροποποιήθηκε για να επισημάνει τα στρώματα των εβαποριτών (χρώμα ιώδες). Προ-Μεσσηνιακές αποθέσεις της κρίσης αλμυρότητας. RIG επαναπόθεση γύψου. UG ανώτερος γύψος. MES μεσσηνιακή επιφάνεια διάβρωσης (Manzi et al.2016).

Στην περιοχή Πισσούρι το διάστημα αυτό, μεταξύ του ανώτερου στρώματος γύψου και του ορίου Μεσσηνίου-Ζανγκλίου, αποτελείται από την κατώτερο στρώμα μάργας με αποθέσεις Λιμνοθαλασσία οστρακοειδή και γαστερόποδα που καλύπτονται από μία εναλλαγή κροκαλοπαγών, ασβεσταρενιτών και παλαιοεδάφη. Οι κλάστες των κροκαλοπαγών προέρχονται κυρίως από τους ασβεστολίθους της Λευκαράς και Πάχνας, καθώς και

ηφαιστειακές κροκάλες που προέρχονται από τον ορεινό όγκο της Τροόδου. Να σημειωθεί ότι εμφανίζονται για πρώτη φορά στις λεκάνες της νότιας Κύπρου υποδηλώνοντας μία σημαντική φάση ανύψωσης του ορεινού όγκου της Τροόδου.

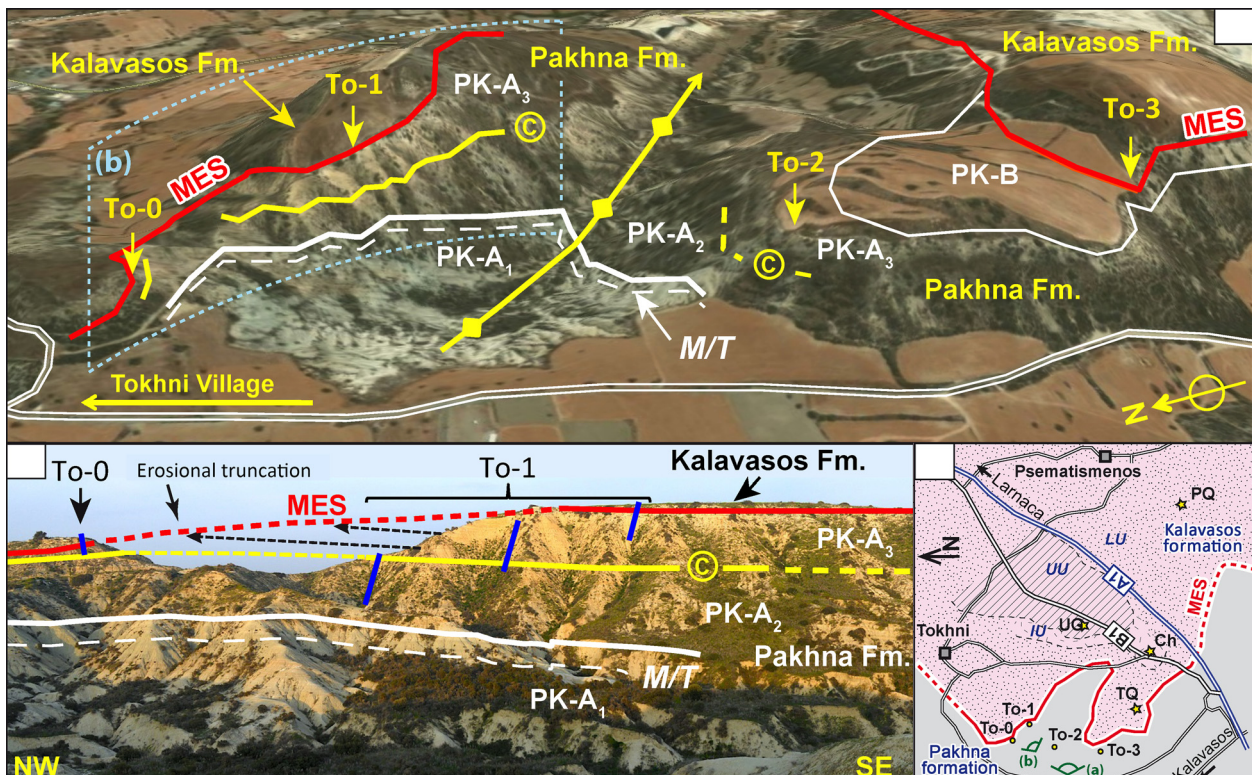
ΝΕΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΚΑΙ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ ΑΠΟ ΤΙΣ ΜΕΣΣΗΝΙΕΣ ΑΚΟΛΟΥΘΙΕΣ

Η ανασυγκρότηση του στρωματογραφικού πλαισίου για τη λεκάνη του Ψεματισμένου βασίζεται σε παρατηρήσεις σε πολλαπλές ενότητες.

Η ακολουθία πριν την κρίση αλμυρότητας του Μεσσηνίου (σχηματισμός της Πάχνας) :

Στο ανώτερο τμήμα του σχηματισμού Πάχνας εμφανίζονται οι χερσότοποι 1χλμ νοτιοδυτικά της Τόχνης τα οποία επικαλύπτεται από τους εβαπορίτες του σχηματισμού Καλαβάσσου. Εδώ διαχωρίζεται ο σχηματισμός της Τόχνης, ο οποίος περιλαμβάνει 4 υποτμήματα, τα οποία από βορρά προς νότο έχουν ονομασθεί, αντιστοίχως, σε To-0, To-1, To-2 και To-3.

Οι αναλύσεις των επιμέρους φάσεων επέτρεψαν την υποδιαίρεση του σχηματισμού της Πάχνας σε ένα μαργαϊκό μέλος (PK-A) και ένα ανθρακικό μέλος (PK-B).



Εικόνα 7. Θέση και γενική άποψη των τμημάτων της Τόχνης. (α) δορυφορική απεικόνιση του Google Earth της περιοχής 1 χλμ. νότια από το χωριό της Τόχνης με τις θέσεις των υποτμημάτων (To-0, To-1, To-2, To-3) και τις κύριες λιθοστρωματογραφικές ενότητες του σχηματισμού της Πάχνας (PK-A1, PK-A2, PK-A3, PK-B). Το πρώτο ανθρακικό στρώμα που χαρακτηρίζει τη βάση της μονάδας PK-A3, είναι η κίτρινη γραμμή με το ©. Το M / T είναι η κατά προσέγγιση θέση του ορίου Τορτονίου / Μεσσηνίου (Orszag-Sperber et al.2009, η παρούσα μελέτη, Manzi et al.2016). Είναι δυνατή η αναγνώριση μιας επιμηκυσμενης επώθησης E-W με τον προ-εβαποριτικό σχηματισμό της Πάχνας στον πυρήνα και τους εβαπορίτες του σχηματισμού των Καλαβασών στα πετρώματα. Παρατηρήστε πως η μετακίνηση από το νότο στο βορρά του σχηματισμού της Πάχνας μειώνεται προοδευτικά από την εδαφική επιφάνεια (κόκκινη γραμμή), η οποία σηματοδοτεί τη βάση των μεσσηνίων εβαποριτών, που ερμηνεύεται ως η επιφάνεια της Μεσσηνιάς διάβρωσης (MES). (β) Πανοραμική όψη της περιοχής μεταξύ των τμημάτων To-0 και To-1 που δείχνουν την διάβρωση των ανώτερω στρωμάτων του σχηματισμού της Πάχνας κάτω από το MES. (γ) Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης με την κατανομή του σχηματισμού της Πάχνας (γκρίζος), του σχηματισμού Καλαβασού (ανοιχτό μοβ) και των υποενότητων του. Οι κίτρινοι κύκλοι σημειώνουν τις τομές της Τόχνης (To-0, To-1, To-2, To-3) και το λατομείο PQ, Ψεματισμένος (Manzi et al.2016).

Μαργαϊκό μέλος (PK-A): Αυτό το μέλος αποτελείται από σχιστόλιθο και μάργα και ελάχιστο ασβεστόλιθο. Διαχωρίζεται σε τρεις υποενότητες: PK-A1, PK-A2, PK-A3.

Το κατώτερο τμήμα της ακολουθίας (υποενότητα PK-A1) αποτελείται από μια παχιά εναλλαγή σκούρων και ανοιχτόχρωμων ομοιογενών μπλε μαργών. Στο ανώτερο τμήμα αυτής της ενότητας έχει αναγνωριστεί το όριο Τορτονίου-Μεσσηνίου. Το όριο με την υπερκείμενη ενότητα (υποενότητα PK-A2) είναι απότομο και αντιστοιχεί στην εμφάνιση στρωμάτων, πάχους μερικών μέτρων, λευκής μάργας που ενσωματώνεται στις μπλε μάργες. Ένας υπόλευκος ασβεστόλιθος με πάχος 80 cm σηματοδοτεί τη βάση της τρίτης ενότητας (υπομονάδα PK-A3), η οποία αποτελείται από κυκλική εναλλαγή κοκκινωπών μαργών και λευκών ασβεστολίθων. Τα στρώματα μικριτικού ασβεστόλιθου είναι πλευρικά, συνεχόμενα, ιδιαίτερα στα χαμηλότερα τμήματα, και εύκολα ανιχνεύσιμα κατά μήκος της τομής, έτσι ώστε να χρησιμοποιηθούν ως κλειδιά για την ανακατασκευή του σχηματισμού της Τόχνης.

Τα στρώματα ασβεστόλιθου αποτελούνται από εναλλαγές αργίλου και κοκκίλιθων συγκολλημένα με μικροκρυστάλλους ασβεστόλιθου. Δεν βρέθηκε δολομίτης στα δείγματα. Στο ανώτερο τμήμα της τομής, δύο κοκκινωπά στρώματα διατομίτη και ένα λεπτό στρώμα (25-40 cm) αποτελούμενο εξ ολοκλήρου από κροκάλες που προέρχονται από ασβεστόλιθο, είναι τα βασικά στρώματα που διευκολύνουν τη συσχέτιση των τριών

υποενοτήτων. Το βασικό στρώμα ηλικίας Τορτονίου, του σχηματισμού της Τόχνης περιέχει σε σημεία ολοπλαγκτονικά μαλάκια, όπως πτερόποδα (*Cavolinia gypsorum*) και αραιά βενθονικά είδη βαθέων υδάτων, όπως το *Pectinid Propeamussium duodecimlamellatum*. Οι υπερκείμενες Μεσσηνιακές ανθρακικές μάργες είναι πλουσιότερες και πιο ποικίλες, και περιλαμβάνουν δίθυρα, γαστερόποδα και μερικά εχινοειδή.

Ανθρακικό μέλος (PK-B) - Αυτό το μέλος αποτελείται κατά κύριο λόγο από ασβεστόλιθο με μικρά τεμάχια αργίλου και βρίσκεται πάνω από την υποενοότητα PK-A3 σε συμφωνία.

Η ενότητα PK-B, αναγνωρίζεται μόνο στις νότιες υποενοότητες To-2 και To-3, αποτελείται από 3 ασβεστολιθικά στρώματα (στρώματα A, B και C). Το στρώμα A είναι βιοσπαρίτης, με ένα κατώτερο στρωσιγενές στρώμα και ένα ανώτερο χαοτικό στρώμα που διαχωρίζεται από μια αιχμηρή διεπιφάνεια. Το κατώτερο στρώμα αποτελείται από ένα σκούρο έως λευκό πελοειδές μικριτικό στρωσιγενές ανθρακικό πέτρωμα. Το τελευταίο αποτελείται από συσσωματωμένους ενδομικρίτες. Ο μικρίτης περικλείει ακανόνιστες κοιλότητες, μεγέθους 80-200 μm, πληρωμένες με μικροσπαρίτη. Στο άνω μέρος του στρώματος A, τα στρώματα είναι κατακερματισμένα, παραμορφωμένα και αναδιαμορφωμένα σε τρεις κύριους ορίζοντες.

Τα δύο στρώματα (B και C) παρουσιάζουν εντελώς διαφορετικά χαρακτηριστικά και εσωτερική οργάνωση. Πρόκειται για σύνθετα στρώματα που χαρακτηρίζονται από ένα χαοτικό λατυποποιημένο τμήμα διαχωρισμένο μεταξύ δύο grainstone στρωσιγενών στρωμάτων, με χονδρόκοκκη βάση και χωρίς Fine grained στην οροφή. Αυτά τα στρώματα μπορούν να ερμηνευτούν ως στρώματα που οι περιλαμβάνουν αποθέσεις, οι οποίες αποτίθενται γρήγορα από μια ροή που ήταν μεταβατική μεταξύ ενός ρεύματος θραυσμάτων και ενός τουρβιδιστικού ρεύματος (Lowe & Guy, 2000) και διατηρούσαν μια χαοτική σύνθεση. Το χαοτικό τμήμα περιλαμβάνει μπλοκ και κλάστες με λευκούς μικριτικούς ασβεστόλιθους. Αυτά τα ιζηματολογικά και πετρογραφικά χαρακτηριστικά υποδεικνύουν ότι αυτά τα ανθρακικά στρώματα έχουν αποτεθεί από βαρυτικές ροές.

Οι ποιοτικές μικροπαλαιοντολογικές παρατηρήσεις στο σχηματισμό της Πάχνας δείχνουν ότι τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα είναι ασυνεχή κατά μήκος της τομής και εξαφανίζονται ακριβώς επάνω από το στρώμα A, ενώ τελευταία παρατηρούνται τα βενθονικά τρηματοφόρα (κυρίως τα γένη *Bolivina* και *Bulimina*) αμέσως κάτω από το στρώμα B. Ασβεστολιθικά ναννοαπολιθώματα, αρκετά άφθονα στην τομή, υπάρχουν επίσης πάνω

από το στρώμα Α με άφθονες και μονοσθενικές συναθροίσεις (*Umbilicosphaera rotula*), αλλά εξαφανίζονται πάνω από το στρώμα Β. Το στρώμα μάργας μεταξύ των στρωμάτων Β και Ο περιέχει δίθυρα, δηλαδή *Tropidomya aff. abbreviata* (Forbes, 1843) και *Cardiomya aff. costellata* (Deshayes, 1835). Αυτά τα δίθυρα δείχνουν ένα εξωτερικό περιβάλλον με αποθέσεις πηλού, οι οποίες κατά πάσα πιθανότητα βρίσκονταν κάτω από τα 100 m (π.χ., Sturani, 1976, Merle κ.ά., 2002). Orszag-Sperber et al. (2009) ερμήνευσαν αυτά τα ανθρακικά στρώματα ως μικροβιαλίτες που σχηματίστηκαν σε πολύ μικρό βάθος (στρωματόλιθοι), οι οποίοι τελικά εκτέθηκαν σε αναερόβιες συνθήκες πιθανόν λόγω παρουσίας ρωγμών και δομών *teree*. Ωστόσο, δεν βρέθηκαν ενδείξεις βαθέων υδάτων ή αναερόβιων συνθηκών σε αυτά τα στρώματα. Επιπλέον, με βάση τα κλαστικά στοιχεία που αναγνωρίζονται στα ανθρακικά πετρώματα (στην οροφή του στρώματος Α και σε ολόκληρα τα στρώματα Β και C), προτείνεται αυτές οι αποθέσεις να οφείλονται στην διάσπαση μίας πλατφόρμας ανθρακικών αλάτων, που βρισκόταν πάνω από τις κορυφές που περιβάλλουν την περιοχή της Τόχνης, και την επαναπόθεσή τους σε επιβαθύαλο περιβάλλον. Αυτά τα ανθρακικά άλατα υποδεικνύουν την εμφάνιση έντονων περιβαλλοντικών συνθηκών, ευνοώντας την ανάπτυξη μικροβιακών ταπήτων στον πυθμένα της θάλασσας, όχι απαραίτητα σε μεγάλο βάθος ή κάτω από αναερόβιες συνθήκες.

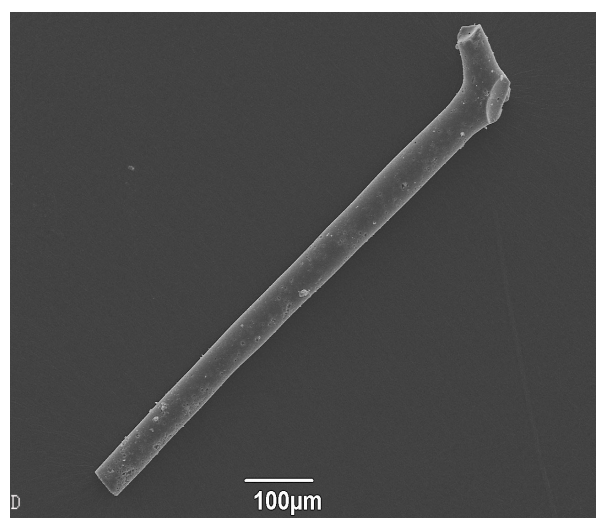
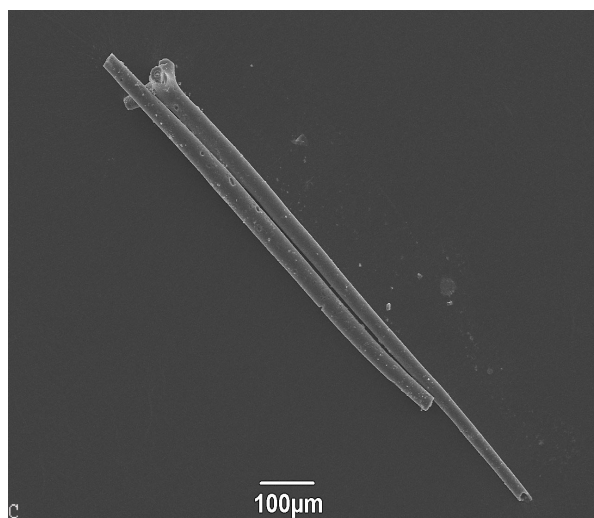
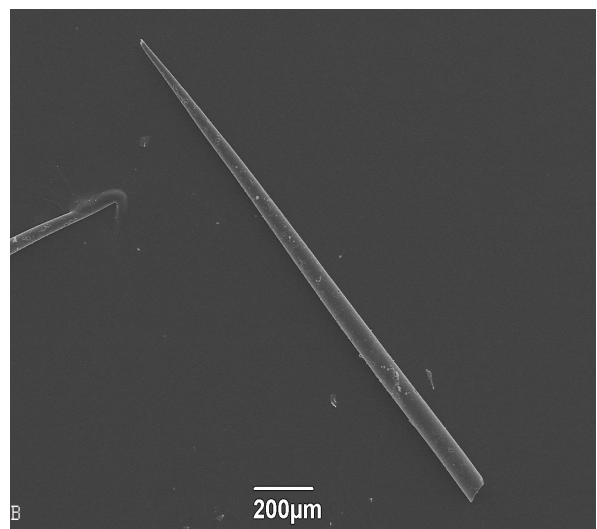
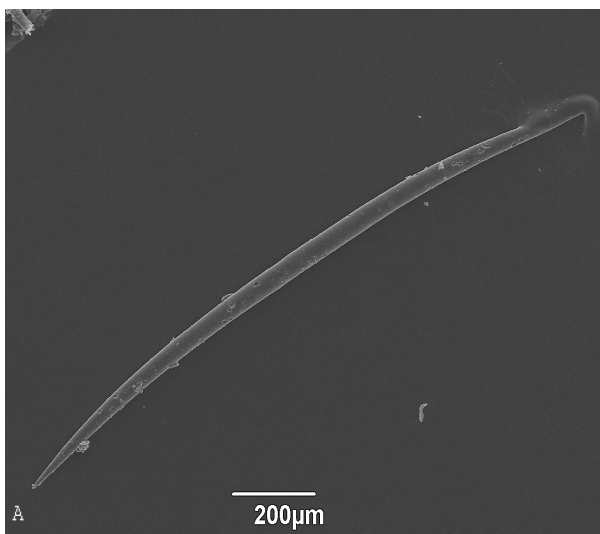
6. Αποτελέσματα

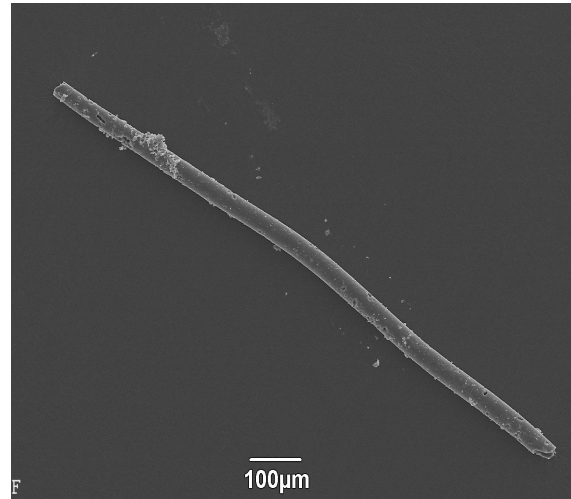
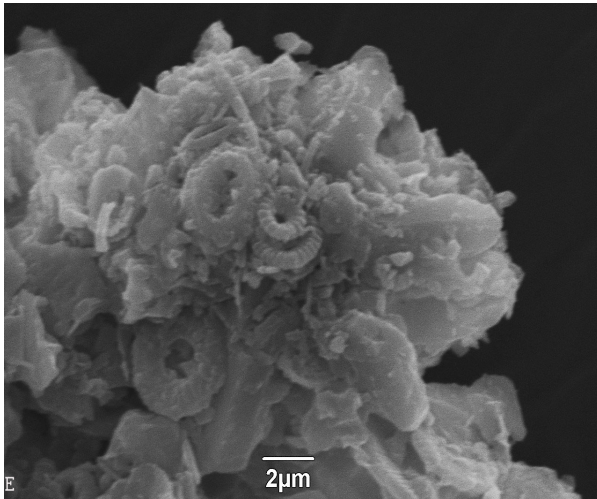
Η τομή της Τοκηνί που μελετήθηκε για την περίοδο λίγο πριν το MSC έδειξε ότι τα εξής:

	A	B	C	D	E	F	G	H
1	Δείγματα	Γύψος	Σπόγγοι	Κενά				
2	TQ09	-		1				
3	TQ12		5-					
4	TQ10	-	-	+				
5	TQ05	-		3				
6	TQ08		2	1				
7	TQ01	>1	>1					
8	TQ07		1	3				
9	TQ02	-	-	+				
10	TQ16		5-					
11	TQ18		5-	ελάχιστο ίζημα				
12	TQ04		2	1				
13	TQ14		5-					
14								
15								
16								
17								
18								
19								
20								
21								
22								
23								
24								
25	Range	1=ελάχιστη ποσότητα	2=μικρή ποσότητα	3=μέτρια ποσότητα	4=μεγάλη ποσότητα	5=98% αποτελείται από αυτό το συστατικό		
26								
27								
28								
29								

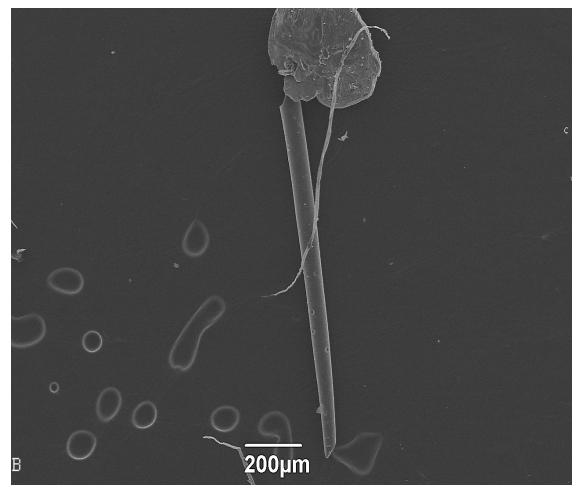
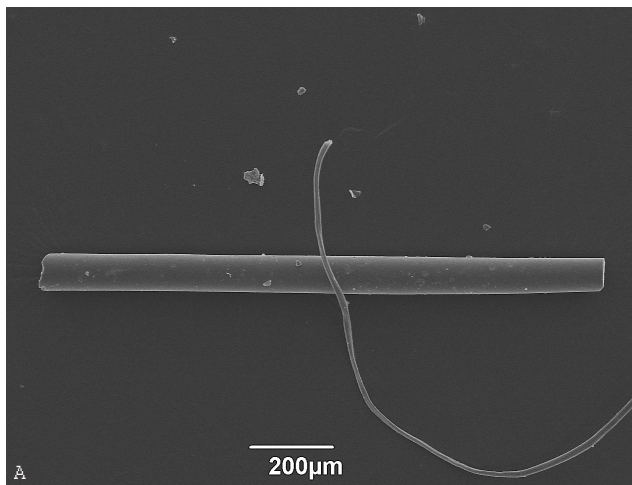
Από τον πίνακα φαίνεται ότι τα δείγματα TQ09 και TQ05 είναι ιζηματογενή με βελόνες σπόγγων. Τα δείγματα TQ10 και TQ02 είναι κροκαλοπάγη. Τα TQ12, TQ16, TQ18 και TQ14 αποτελούνται από γύψο και ίζημα. Τελος στα TQ01, TQ07 και το TQ04 συνυπάρχουν γύψος και βελόνες σπόγγων.

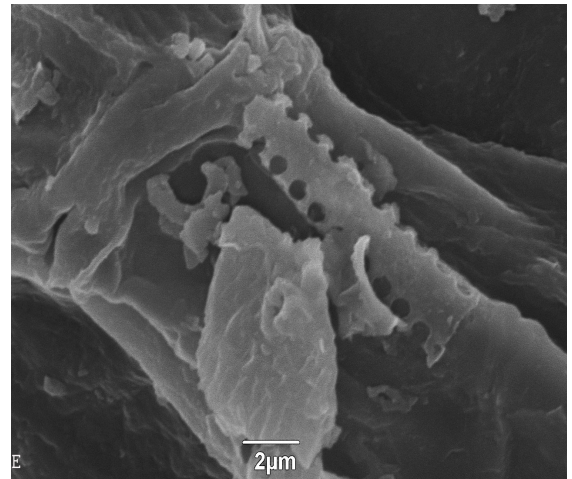
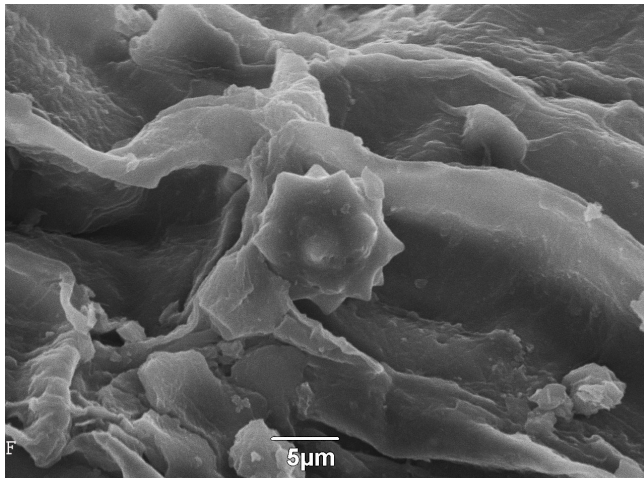
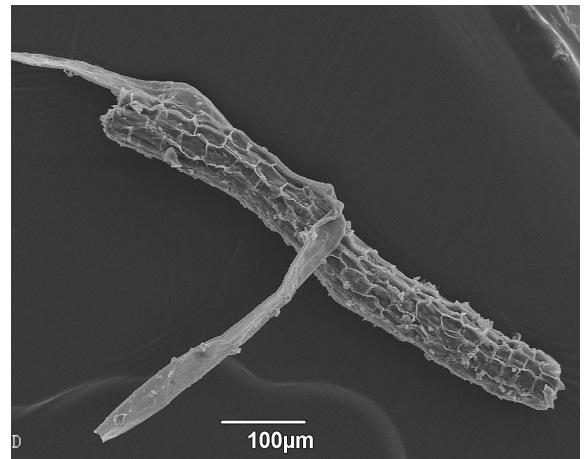
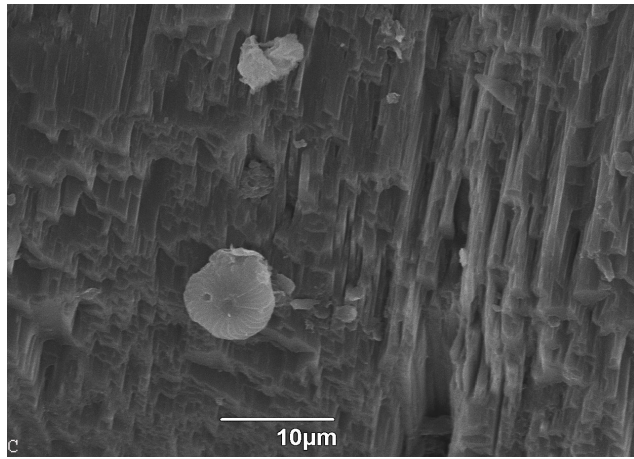
Συμπερασματικά, παρατηρείται ότι υπάρχει έλλειψη έμβιον οργανισμών εκτός απο σπόγγους, οι οποίοι επιβίωσαν στις αντίξοες συνθήκες που επικρατούσαν. Έντονη είναι και η παρουσία του γύψου πράγμα που σημαίνει μεγάλη απόθεση άλατος.



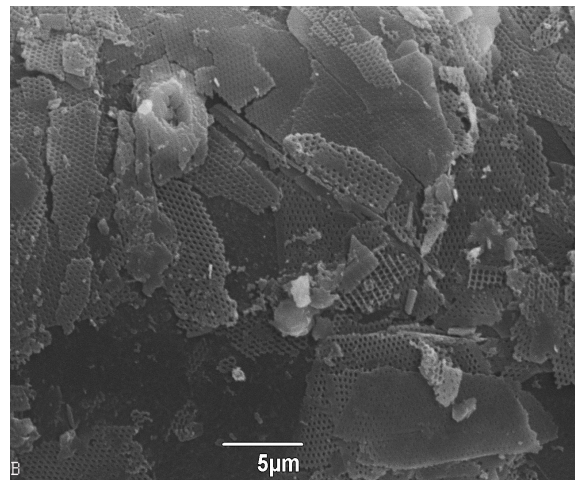
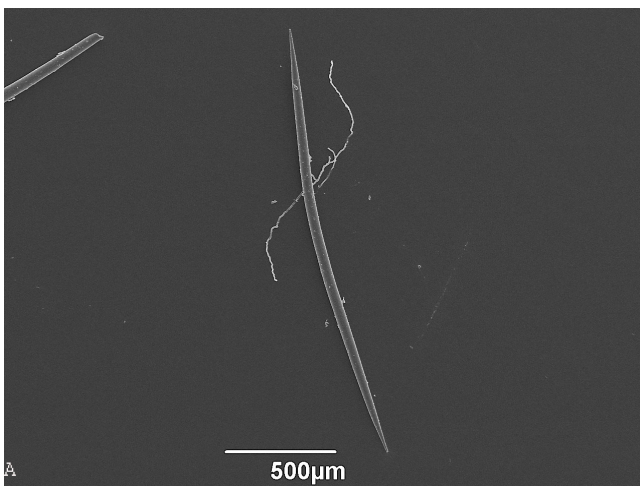


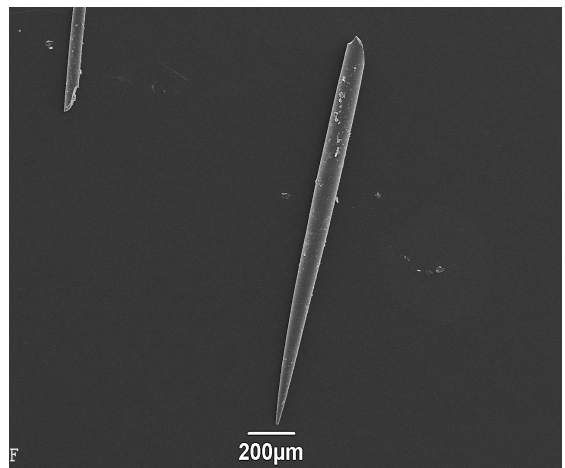
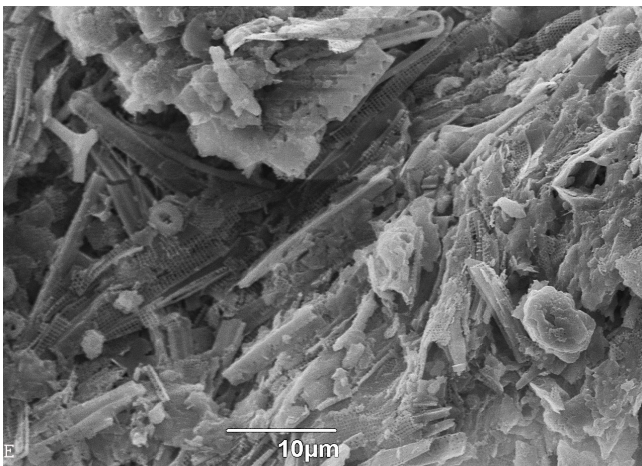
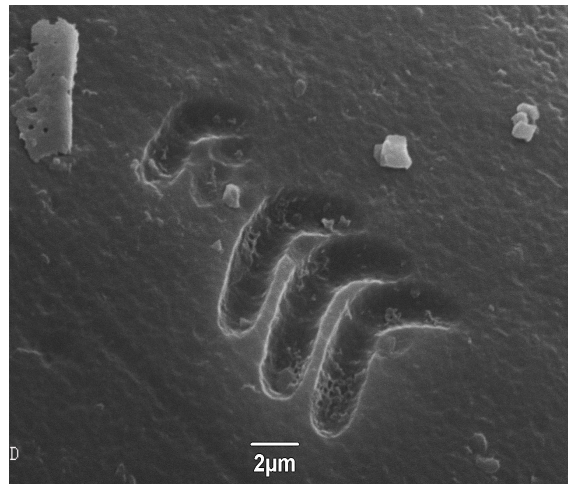
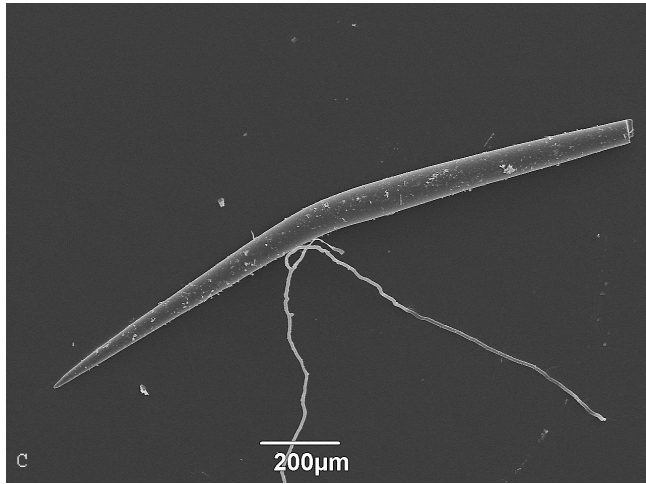
Εικόνα 14. Φωτογραφίες βελόνων σπόγγων από τα Μεσσήνια ιζήματα της τομής της Τόχνης σε ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης TQ01 A,B,C,D,E,F.



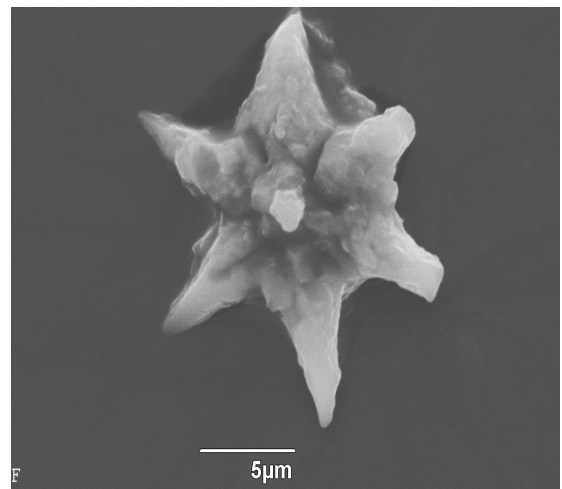
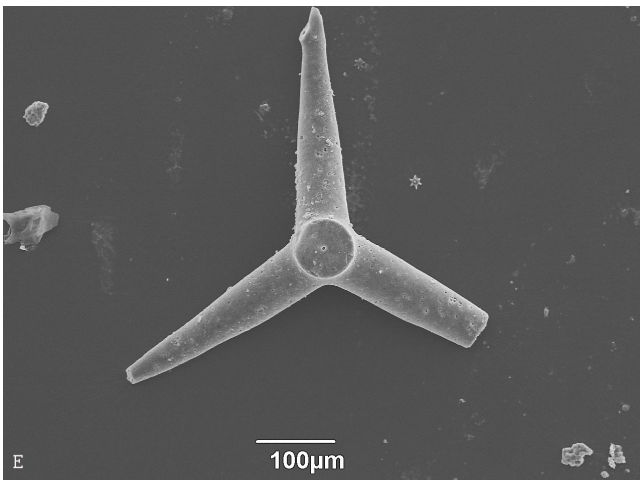
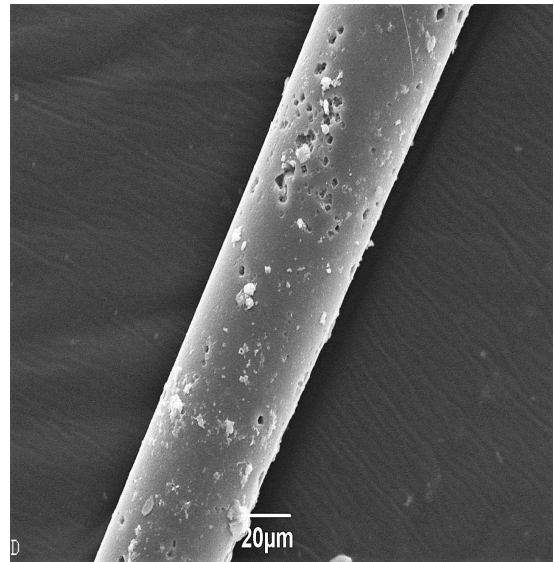
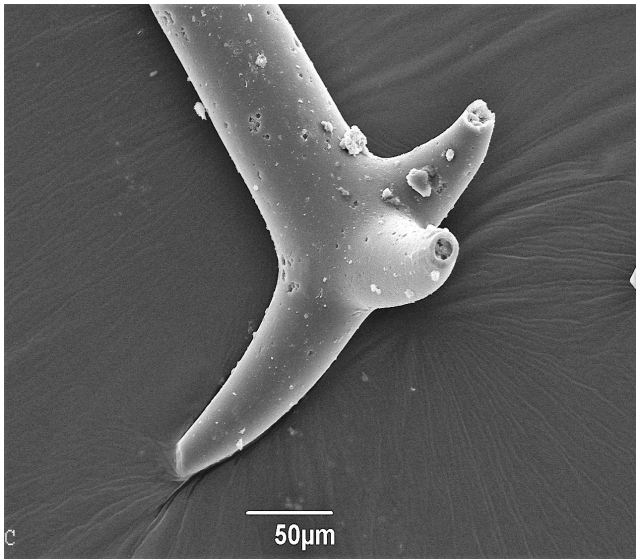
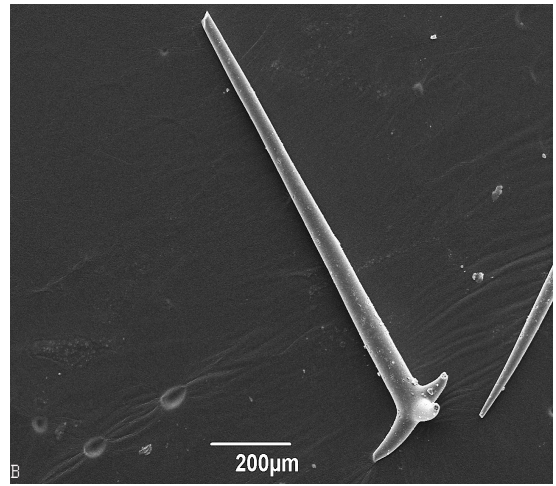
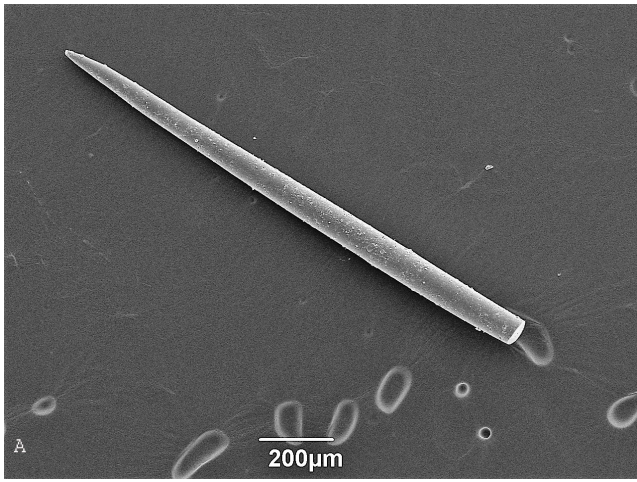


Εικόνα 15. Φωτογραφίες βελόνων σπόγγων από τα Μεσσήνια ιζήματα της τομής της Τόχνη σε ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης TQ04 A,B,C,D,E,F.





Εικόνα 16. Φωτογραφίες βελόνων σπόγγων από τα Μεσσήνια ιζήματα της τομής της Τόχνη σε ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης TQ05 A,B,C,D,E,F.



Εικόνα 17. Φωτογραφίες βελόνων σπόγγων από τα Μεσσηνία ιζήματα της τομής της Τόχνη σε ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης TQ07 A,B,C,D
TQ08 E,F.

Συμπεράσματα

Από την παρούσα εργασία προκύπτει ότι οι συνθήκες που επικρατούσαν, κατά τη διάρκεια του Μεσσηνίου στην περιοχή ήταν αντίξοες για την επιβίωση έμβιων οργανισμών. Ξηρές, ανοξικές, παρουσία άλατος, έλλειψη τροφής και άρα απουσία ζωής. Οι μοναδικοί οργανισμοί που βρέθηκαν και ήταν αυτοί που κατάφεραν να επιβιώσουν ήταν οι σπόγγοι, οι οποίοι μας έδωσαν πλούσια σκελετικά στοιχεία και απολιθώματα ώστε να μελετηθεί ο τρόπος που αναπτύσσονταν καθώς και τα είδη που έζησαν εκεί.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ:

George Iliopoulos (2018), Evolution of living world, section 7; Leaves and Metazoa, Patra University, Open Academic Lessons

Maria-J. Uriz, Xavier Turon, Mikel A. Becerro, Gemma Aggel (2003), Siliceous Spicules and Skeleton Frameworks in Sponges: Origin, Diversity, Ultrastructural Patterns, and Biological Functions

Pierre Moissette , Jean-Jacques Cornée , Assimina Antonarakou , George Kontakiotis, Hara Drinia, Efterpi Koskeridou, Theodora Tsourou, Konstantina Agiadi , Vasileios Karakitsios (2018), Palaeoenvironmental changes at the Tortonian/Messinian boundary: A deep-sea sedimentary record of the eastern Mediterranean Sea

Rocco Gennari, Francesca Lozar , Elena Turco, Francesco Dela Pierre ,Stefano Lugli , Vinicio Manzi , Marcello Natalicchio, Marco Roveri ,B. Charlotte Schreiber, and Marco Taviani (2017),
Integrated stratigraphy and paleoceanographic evolution of the pre-evaporitic phase of the Messinian salinity crisis in the Eastern Mediterranean as recorded in the Tokhni section (Cyprus island)

Vinicio Manzi , Stefano Lugli, Marco Roveri , Francesco Dela Pierre, Rocco Gennari, Francesca Lozar, Marcello Natalicchio, B. Charlotte Schreiber, Marco Taviani, and Elena Turco (2016), The Messinian salinity crisis in Cyprus: a further step towards a new stratigraphic framework for Eastern Mediterranean.

