

Ε Ν Θ Ε Τ Ο

ΠΑΡΑΚΤΙΟ ΕΛΟΣ ΣΧΙΝΙΑ ΜΑΡΑΘΩΝΑ: ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΕΣΗ - ΜΕΤΑΒΟΛΕΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΘΑΛΑΣΣΑΣ - ΚΛΙΜΑΤΙΚΕΣ ΜΕΤΑΒΟΛΕΣ ΚΑΤΑ ΤΟ ΜΕΣΟ-ΑΝΩΤΕΡΟ ΟΛΟΚΑΙΝΟ

**Π. Καρκανάς,¹ Κ. Παυλόπουλος,² Μ. Τριανταφύλλου,³
Ε. Καρύμπαλης,⁴ Θ. Τσούρου,⁵ Ν. Παλυβός⁶**

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Το έλος του Σχινιά στον Μαραθώνα είναι γνωστό από τη μάχη μεταξύ Αθηναίων και Περσών το 490 π.Χ.. Η ιζηματολογική και μικροπαλαιοντολογική ανάλυση των ιζημάτων της πεδιάδας, σε συνδυασμό με τη ραδιοχρονολόγηση επιλεγμένων δειγμάτων, παρέχει πολύτιμα στοιχεία για τις μεταβολές των συνθηκών του περιβάλλοντος κατά τη διάρκεια του Ολόκαινου. Αναγνωρίστηκαν τρεις στρωματογραφικές ενότητες: Α, Β και Γ, που αντιστοιχούν σε διαφορετικά περιβάλλοντα απόθεσης. Η ενότητα Α περιλαμβάνει ανθρακικά ιζήματα που είναι τυπικά ενός μεσόαλου-ολιγόαλου περιβάλλοντος λιμνοθάλασσας, και των οποίων η απόθεση πραγματοποιήθηκε σε μια ρηχή λιμνοθάλασσα κατά τη χρονική περίοδο 3500-1500 π.Χ. Η ενότητα Β (1500-500 π.Χ.) αποτελείται από μια ακολουθία ανθρακικής και κλαστικής ιλύος και αντιστοιχεί σε ένα περιβάλλον γλυκού νερού, ολιγόαλο έως μεσόαλο με χαρακτηριστικά παραθαλάσσιου έλους. Η ενότητα Γ αντιστοιχεί στη χρονική περίοδο από το 500 π.Χ. έως και σήμερα και χαρακτηρίζεται από την παρουσία ποτάμιων αποθέσεων και σε αρκετές περιπτώσεις, ιδιαίτερα στο κεντρικό τμήμα της περιοχής, από εναλλαγές αποθέσεων έλους και αλλουβιακών αποθέσεων. Οι χρονολογήσεις των οριζόντων τύρφης και η στρωματογραφική τους σχέση δείχνουν μια ανοδική τάση της θάλασσας στάθμης για τη συγκεκριμένη περιοχή περίπου 2,5 μ. από το 3500 π.Χ. μέχρι σήμερα. Επιπλέον, εκτιμήθηκε μια τεκτονική ανύψωση της πεδιάδας με ρυθμό περίπου 0,4-0,5 χιλ. ανά έτος για το διάστημα 2500 π.Χ. - 700 μ.Χ.

Coastal Marsh of Schinias, Marathon: Sedimentation - Sea Level Changes - Climate Changes during Middle and Late Holocene

**P. Karkanias, K. Pavlopoulos, M. Triantaphyllou, E. Karymbalis,
Th. Tsourou, N. Palyvos**

ABSTRACT

The coastal plain of Marathon is mostly known from the ancient battle between the Greeks and Persians in 490 B.C. Sedimentological and micropaleontological analysis in addition to radiocarbon dating reveal a history of environmental change during late Holocene. Three different depositional environments were recognized in sedimentary units A, B and C respectively. Sedimentary unit A consists of typical mesohaline-oligohaline lagoonal carbonates, deposited in a shallow embayment between 3500 and 1500 B.C. Sedimentary unit B (1500-500 B.C.), consisting a carbonate-siliclastic mud sequence, represents fresh water to oligohaline-mesohaline environment. Sedimentary unit C represents the time period between 500 BC and recent times and it is characterized by fluvial deposits and a frequent alternation of palustrine and alluvial conditions in the centre of the plain. The several peat formations indicate a positive sea-level tendency that is estimated to be around 2.5 m. for the period between 3500 B.C. and recent times. Additionally, a tectonic uplift of the plain at a rate of about 0.4-0.5 mm/yr for the period 3500 BC - 700 A.D. is estimated.

1. Δρ. Γεωλόγος, Εφορεία Παλαιοανθρωπολογίας-Σπηλαιολογίας, Υπουργείο Πολιτισμού, e-mail: pkark@eexi.gr.

2. Επίκ. Καθηγητής, Τμήμα Γεωγραφίας, Χαροκόπειο Πανεπιστήμιο, e-mail: kpvlop@hua.gr.

3. Λέκτορας, Τομέας Ιστορικής Γεωλογίας-Παλαιοντολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Αθηνών, e-mail: mtriant@geol.uoa.gr.

4. Λέκτορας, Τμήμα Γεωγραφίας, Χαροκόπειο Πανεπιστήμιο, e-mail: karymbalis@hua.gr.

5. Τομέας Ιστορικής Γεωλογίας-Παλαιοντολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Αθηνών, e-mail: ttsourou@geol.uoa.gr.

6. Δρ. Γεωλόγος, Τομέας Γεωγραφίας-Κλιματολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Αθηνών, e-mail: palyvos@ingv.it.

Εισαγωγή

Το έλος του Σχινιά βρίσκεται στη ΒΑ Αττική. Είναι γνωστό από τη Μάχη του Μαραθώνα, που πραγματοποιήθηκε το 490 π.Χ. μεταξύ των Αθηναίων και των Περσών. Αμέσως μετά την ανάθεση της διοργάνωσης της Ολυμπιάδας του 2004 στην Ελλάδα, η περιοχή ανακηρύχθηκε σε Εθνικό Πάρκο από την ελληνική κυβέρνηση. Εντούτοις από τις αρχές του 2001 έχουν ξεκινήσει οι εργασίες κατασκευής των εγκαταστάσεων του ολυμπιακού κωπηλατοδρομίου.¹ Με δεδομένη τη μεγάλη περιβαλλοντική και αρχαιολογική σπουδαιότητα της περιοχής, το ερώτημα που έπρεπε να απαντηθεί είναι ποιες ήταν οι ακριβείς παλαιοπεριβαλλοντικές συνθήκες της πεδιάδας κατά τα τελευταία 5000 χρόνια.

Σύμφωνα με τις απόψεις των αρχαιολόγων, τα μορφολογικά χαρακτηριστικά της περιοχής έχουν παραμείνει σχεδόν παρόμοια από την Κλασική περίοδο μέχρι σήμερα.

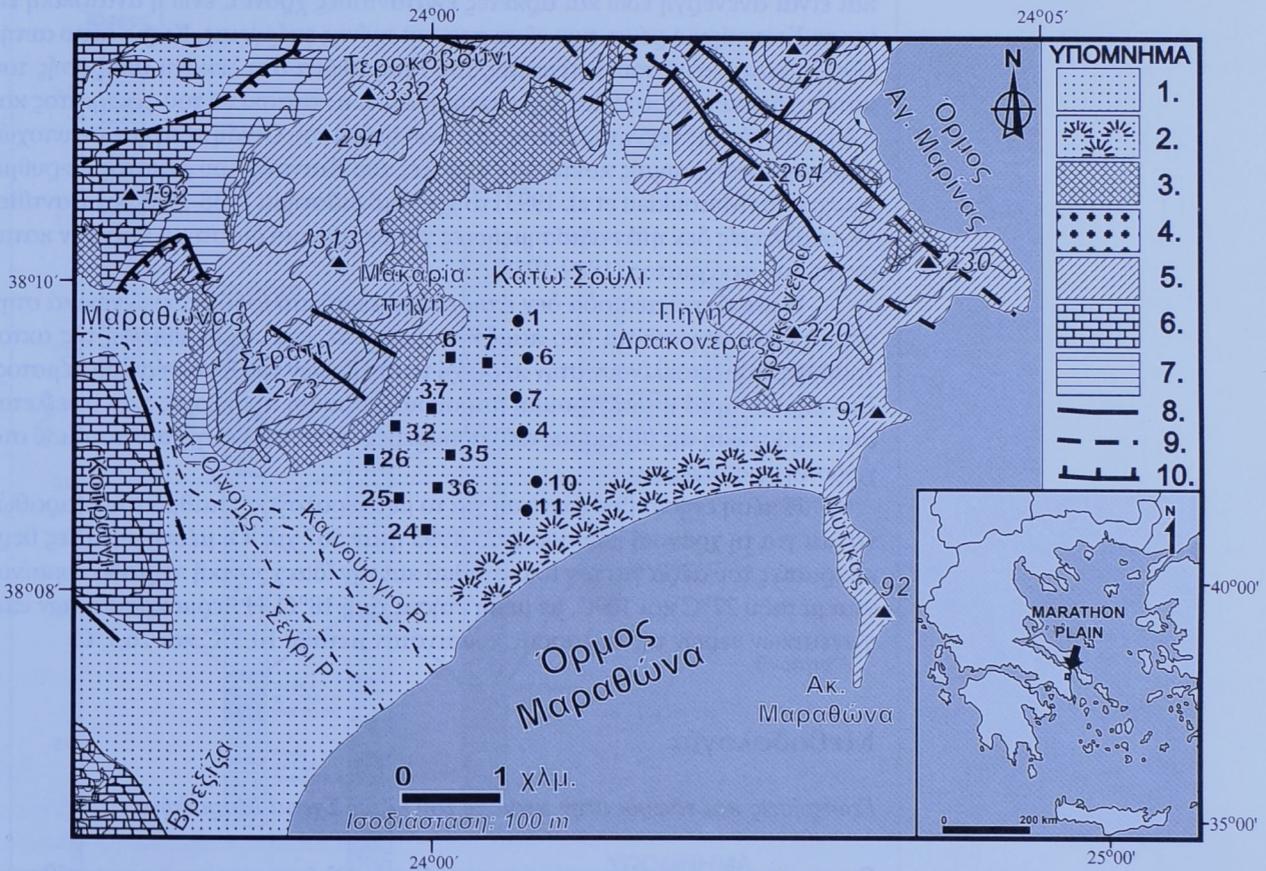
Το 1985 η Baeteman, πραγματοποιώντας μια σειρά γεωτρήσεων στην πεδιάδα, παρουσίασε μια λεπτομερή περιγραφή της στρωματογραφικής ακολουθίας των αποθέσεων του Ολόκαινου. Παρά τα στοιχεία που παρουσιάζονται στη σημαντική αυτή εργασία, είχαν παραμείνει αναπάντητα αρκετά ερωτήματα σχετικά με την παλαιογεωγραφική και παλαιοπεριβαλλοντική εξέλιξη της περιοχής. Η Μαργώνη (2002) και οι Μαργώνη κ.ά. (2002) παρουσίασαν στοιχεία για την παλαιογεωγραφική εξέλιξη του έλους του Σχινιά, δείχνοντας τη σταδιακή εξέλιξη της περιοχής τα τελευταία 5000 χρόνια από θαλάσσιο κόλπο σε λιμνοθάλασσα και τελικά σε έλος.

Στην εργασία αυτή γίνεται προσπάθεια προσδιορισμού των διαδοχικών παλαιοπεριβαλλόντων ιζηματογένεσης κατά τα τελευταία 5800 χρόνια (Μέσο - Ανώτερο Ολόκαινο), καθώς και των κλιματικών αλλαγών και των μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης που πραγματοποιήθηκαν κατά το χρονικό αυτό διάστημα (βλ. επίσης Pavlou et al. 2003, 2004). Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν μικρομορφολογικές και μικροπαλαιοντολογικές μέθοδοι καθώς και ραδιοχρονολόγηση οριζόντων τύρφης.

Γεωλογία - γεωμορφολογία

Η πεδιάδα του Μαραθώνα έχει επιμήκη μορφή, με κύριο άξονα διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ. Οριοθετείται από τους ορεινούς όγκους της Πεντέλης στα δυτικά, τους λόφους Κοτρώνη, Στρατή και Τεροκορυφή στα βόρεια και Δρακονέρα, Μύτικα στα ανατολικά, ενώ η χερσόνησος Κυνοσούρα αποτελεί τη νοτιοανατολική της πλευρά (Εικ. 1). Οι ορεινοί αυτοί όγκοι αποτελούνται από ασβεστόλιθους και αργιλικούς σχιστόλιθους μεσοζωικής ηλικίας που ανήκουν στη γεωτεκτονική ενότητα της ΒΑ Αττικής, η οποία αποτελεί μια σχετικά αυτόχθονη ακολουθία μεταμορφωμένων πετρωμάτων (Λόζιος 1993). Οι σχηματισμοί του Τεταρτογενούς περιλαμβάνουν τις αλλουβιακές αποθέσεις του χειμάρρου Οινόη (Χάραδρου) καθώς και άλλων μικρότερων χειμάρρων. Επίσης πλειστοκαινικής και ολοκαινικής ηλικίας κορημάτα και κώνοι κορημάτων καλύπτουν τις κλιτείες μεγάλης κλίσης και τις ρηξιγενείς ζώνες.

Στην περιθωριακή ζώνη της πεδιάδας χαρακτηριστική είναι η παρουσία πολλών πηγών, με σημαντικότερες την πηγή Δρακονέρα στα ανατολικά και την αρχαία πηγή Μακαρία στην κορυφή του ριπιδίου (Εικ. 1).



ΥΠΟΜΝΗΜΑ: 1. Αλλουβιακές αποθέσεις (Ολόκαινο), 2. Παράκτιες αμμώδεις θίνες (Ολόκαινο), 3. Κορήματα και κώνοι κορημάτων (Τεταρτογενές), 4. Λιμναίες αποθέσεις που αποτελούνται από μάργες, ψαμίτιες και κροκαλοπαγή (Α. Μειόκαινο - Κ. Πλειόκαινο), 5. Μάρμαρα (Α. Τριαδικό - Α. Κρητιδικό), 6. Λευκά κρυσταλλικά μάρμαρα (Α. Τριαδικό), 7. Σχιστόλιθοι (κυρτά μαρμαρυγιακοί και χλωριτικοί) με χαλαζιοαστερίτσια πετρώματα και μεταβασίτες, 8. Ρήγμα ορατό, 9. Ρήγμα πιθανό, 10. Επώθηση.

Η πεδιάδα του Μαραθώνα χωρίζεται από τον ποταμό Οινόη (Χάραδρο) σε δύο περίπου ίδια έκτασης τμήματα, στο ανατολικό και στο δυτικό τμήμα. Ο Χάραδρος έχει διαμορφώσει ένα σχετικά εκτεταμένο, τριγωνικής μορφής, αλλουβιακό ριπίδιο. Οι αποθέσεις της κοίτης του ποταμού αποτελούνται από χονδροκόκκα υλικά (χάλικες) σε εναλλαγές με άμμο και ιλύ. Εκατέρωθεν του ριπιδίου τα «χαμηλότερα» τμήματα καταλαμβάνονται από τέλματα. Δυτικά βρίσκεται το έλος της Βρεξίτσας, ή «μικρό έλος» (Εικ. 1), όπως ονομάζεται, και ανατολικά εκτείνεται το έλος του Σχοινιά ή «έλος του Μαραθώνα», που είναι γνωστό και ως «Μεγάλο Έλος». Το έλος του Μαραθώνα προστατεύεται από τη θάλασσα από τον χαμηλό αμμώδη φραγματικό βραχίονα του Σχοινιά με τις χαρακτηριστικές μορφές παράκτιων αμμωδών θινών και τη βλάστηση από θάμνους και κωνοφόρα δένδρα. Μορφολογικά είναι μια παράκτια πεδιάδα που μοιάζει αρκετά με τις τυπικές του ελλαδικού χώρου όπως αυτές έχουν περιγραφεί από τον Kraft (1972). Αποτελεί δηλαδή «μια αλλουβιακή πεδιάδα με σχετικά μεγάλη κλίση, που κοντά στην ακτογραμμή καταλήγει σε μια ελώδη περιοχή που διαχωρίζεται από τη θάλασσα με ένα αμμώδες ή χαλικώδες φράγμα».

Η κοίτη του χειμάρρου Οινόη κοντά στην κορυφή του ριπιδίου διακλαδίζεται σε δύο επιμέρους κοίτες, από τις οποίες η δυτική ονομάζεται Σέχει ρέμα

Εικόνα 1.

Γεωλογικός χάρτης της περιοχής του Μαραθώνα (τροποποιημένος από Λόζιος 1993, τα τεκτονικά στοιχεία από Boettchel & Papadeas 1968). Στο χάρτη φαίνονται οι θέσεις των ορυγμάτων (1, 4, 10, 11) και των γεωτρήσεων (6, 7).

και είναι ανενεργή εδώ και αρκετές εκατοντάδες χρόνια, ενώ η ανατολική είναι το Καινούργιο ρέμα, που είναι περιορισμένης ενέργειας. Κύριο αίτιο αυτής είναι η κατασκευή του φράγματος του Μαραθώνα στη λεκάνη απορροής του κατά τη δεκαετία του 1920. Έχει εκτιμηθεί ότι η κατασκευή του φράγματος και η δημιουργία της τεχνητής λίμνης στο άνω τμήμα του Οινόη οδήγησε σε υποχώρηση της ακτογραμμής κοντά στις εκβολές του Καινούργιου ρέματος με ρυθμό 1 μ./χρόνο (Maroukian et al. 1993) το χρονικό διάστημα 1938-1988, ενώ, αντίθετα, οι αλλαγές δεν ήταν αξιοσημείωτες για το χρονικό διάστημα πριν την κατασκευή του φράγματος (1889-1938).

Η παράκτια πεδιάδα δεν επηρεάζεται από παλίρροιας, ενώ γενικά στην περιοχή παρατηρούνται δύο παράκτια ρεύματα κατά τη διεύθυνση της ακτογραμμής, που αποκλίνουν στην περιοχή των εκβολών του Καινούργιου ρέματος. Στο σημείο αυτό η ακτογραμμή παρουσιάζει μικρή προεξοχή, που οφείλεται στην πρόσκωση της θάλασσας από αδρομερές υλικό της κοίτης του ποταμού στο χώρο της εκβολής του.

Η μέση ετήσια βροχόπτωση για το μετεωρολογικό σταθμό του Μαραθώνα και για τη χρονική περίοδο 1925-1995 ήταν 567 χιλ. Οι μέσες μηνιαίες θερμοκρασίες του αέρα για τον ίδιο σταθμό και την ίδια χρονική περίοδο κυμαίνονται μεταξύ 27°C και 10°C, με μέση ετήσια τιμή 18°C. Η θερμοκρασία των επιφανειακών νερών της θάλασσας κυμαινόταν μεταξύ 10,3°C και 26,7°C.

Μεθοδολογία

Γεωτρήσεις και τάφροι στην περιοχή του έλους Σχινιά Μαραθώνα

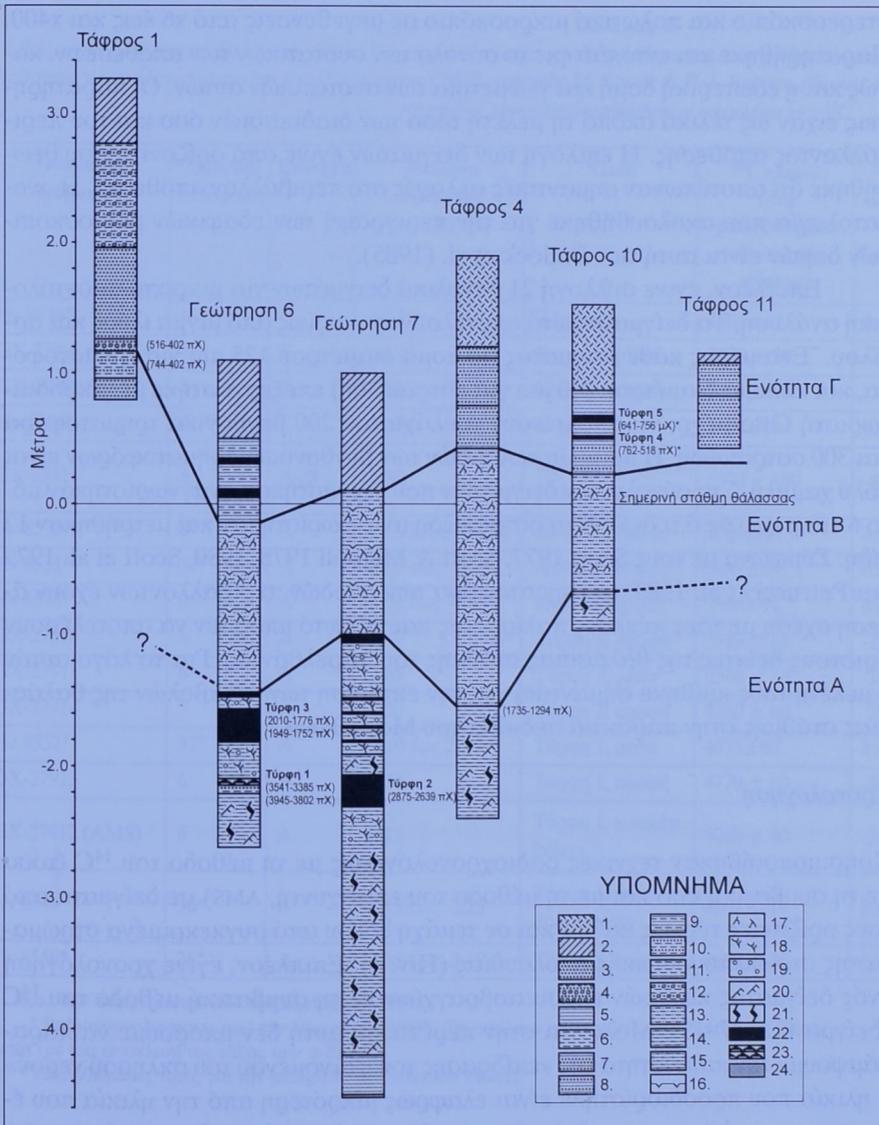
Για να προσδιοριστεί η στρωματογραφία του Ολόκαινου πραγματοποιήθηκαν δύο δειγματοληπτικές γεωτρήσεις με χειρογεωτρύπανο (θέσεις 6 και 7) (Εικ. 1). Επιπλέον, διανοίχτηκαν τέσσερις τάφροι βάθους 3-5 μ. σε επιλεγμένες θέσεις (θέσεις 1, 4, 10 και 11) και έγινε λεπτομερής περιγραφή της στρωματογραφίας, ενώ ελήφθησαν δείγματα για μικρομορφολογική και μικροπαλαιοντολογική ανάλυση.

Σε κάθε τομή έγινε λεπτομερής μακροσκοπική περιγραφή της στρωματογραφίας. Η μακροσκοπική αυτή περιγραφή αφορά το μέγεθος των κόκκων, το χρώμα, την περιεκτικότητα σε οργανικό υλικό, την παρουσία ή όχι οσφράκων και τις ιζηματοδομές (Tucker 2003). Με βάση τις παρατηρήσεις αυτές και τη μελέτη της μικροδομής και μικροστρωματογραφίας (βλ. παρακάτω), οι ιζηματολογικές ακολουθίες απεικονίζονται στο σχήμα της Εικ. 2.

Η ομαδοποίηση των ιζηματολογικών χαρακτηριστικών των αποθέσεων οδήγησε στην αναγνώριση τριών στρωματογραφικών ενότητων, που ονομάστηκαν Α, Β και Γ αντίστοιχα. Η ενότητα Α μπορεί να χαρακτηριστεί ως ασβεστιτική ιλύς, η ενότητα Β αποτελείται από ελώδη ιλύ (palustrine mud), και η ανώτερη ενότητα Γ περιλαμβάνει κυρίως ποτάμιες αποθέσεις αλλά και ελώδη ιλύ.

Ιζηματολογική και μικροπαλαιοντολογική ανάλυση

Η μέθοδος της μικρομορφολογίας περιλαμβάνει την εξέταση του περιεχομένου, της μικροδομής και μικροστρωματογραφίας αδιατάρακτων και προσανατολισμένων δειγμάτων των αποθέσεων σε μικροσκοπική κλίμακα (Curry et al.



Εικόνα 2.
 Στρωματογραφικές στήλες των τομών στις θέσεις των ορυγμάτων και των γεωτρήσεων

ΥΠΟΜΝΗΜΑ: 1. Τεχνητές επιχώσεις, 2. Ανώτερος εδαφικός μανδύας, 3. Άμμος, 4. Άμμος με κροκάλες και χάλικες, 5. Ιλύς, 6. Αργίλος, 7. Πυλώδης άμμος, 8. Αμμώχος ιλύς, 9. Αργιλώδης ιλύς, 10. Αμμώχος άργιλος, 11. Πυώδης άργιλος, 12. Αμμώχος άργιλος με υπογωνιώδεις χάλικες, 13. Ελώδης ιλύς (palustrine mud), 14. Ιλύς λιμνοθάλασσας (lagoonal mud), 15. Πελοειδής ιλύς με άλγη (peloidal algal mud), 16. Ρωγμές λόγω ξηρασίας (Mudcracks), 17. Ριζίδια (rootlets) 18. Χαρόφοντα, 19. Πέλετες, 20. Απολιθώματα, 21. Βιοαναμόχλευση 22. Τύρφη, 23. Τύρφη με άλγη (algal peat), 24. Σκληρός οριζοντας. Οι ηλικίες των τυρφών είναι διορθωμένες (δίνονται σε έτη πριν από σήμερα).

* Ηλικία σύμφωνα με την Baeteman (1985).

1989, Karkanias 2002). Με τη μέθοδο αυτήν μπορεί να μελετηθεί ακόμη και η δομή χαλαρών λεπτομερών ιζημάτων που σε γενικές γραμμές φαίνονται αδιαφοροποίητα στο ύπαιθρο (Kuehl et al. 1987). Για το σκοπό αυτό συλλέχθηκαν 8 αδιατάρακτα και προσανατολισμένα δείγματα από τις τάφρους. Έγινε ξήρανση των δειγμάτων στους 40°C για αρκετές ημέρες και στη συνέχεια συνεκτικοποιήθηκαν με πολυεστερική ρητίνη σε κενό αέρος, χωρίς να διαταραχθεί η αρχική εσωτερική τους δομή. Κατόπιν κατασκευάστηκαν 15 συνολικά λεπτές πετρογραφικές τομές, διαστάσεων 70x40 χιλ., οι οποίες μελετήθηκαν με διοφθάλμιο

στερεοσκόπιο και πολωτικό μικροσκόπιο σε μεγεθύνσεις από x6 έως και x400. Παρατηρήθηκε και εντοπίστηκε το σύνολο των συστατικών των αποθέσεων, καθώς και η εσωτερική δομή και γεωμετρία των συστατικών αυτών. Οι παρατηρήσεις είχαν ως τελικό σκοπό τη μελέτη τόσο των διαδικασιών όσο και του περιβάλλοντος απόθεσης. Η επιλογή των δειγμάτων έγινε από ορίζοντες που θεωρήθηκε ότι αποτύπωναν σημαντικές αλλαγές στο περιβάλλον απόθεσης. Η ονοματολογία που ακολουθήθηκε για την περιγραφή των εδαφικών μικροσκοπικών δομών είναι αυτή των Bullock et al. (1985).

Επιπλέον, έγινε συλλογή 21 συνολικά δειγμάτων για μικροπαλαιοντολογική ανάλυση. Τα δείγματα αυτά αποτελούνταν κυρίως από μίγμα ιλύος και αργίλου. Ένα μέρος κάθε δείγματος (κλάσμα διαμέτρου 125 μm για τρηματοφόρα, και κλάσμα διαμέτρου 250 μm για οστρακώδη) επεξεργάστηκε με μικροδιαχωριστή Otto μέχρι να απομείνουν τουλάχιστον 200 βενθονικά τρηματοφόρα και 300 οστρακώδη. Η ποικιλία των ειδών των βενθονικών τρηματοφόρων είναι πολύ χαμηλή. Στο σύνολο των δειγμάτων που εξετάστηκαν αναγνωρίστηκαν μόνο 6 είδη, ενώ σε ό,τι αφορά τα οστρακώδη αναγνωρίστηκαν και μετρήθηκαν 12 είδη. Σύμφωνα με τους Scott 1977, Scott & Medioli 1978, 1980, Scott et al. 1979 και Petrucci et al. 1983, τα τρηματοφόρα των ελωδών περιβαλλόντων έχουν άμεση σχέση με τους κύκλους παλίρροιας και γι' αυτό μπορούν να αποτελέσουν άριστους δείκτες της θαλάσσιας στάθμης του παρελθόντος. Για το λόγο αυτόν η μελέτη τους κρίθηκε σημαντική για την εκτίμηση των μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης στην παράκτια πεδιάδα του Μαραθώνα.

Χρονολόγηση

Χρησιμοποιήθηκαν τεχνικές ραδιοχρονολόγησης με τη μέθοδο του ^{14}C (τόσο με τη συμβατική όσο και με τη μέθοδο του επιταχυντή, AMS) σε δείγματα από τους ορίζοντες τύρφης καθώς και σε τεμάχια ξύλου από συγκεκριμένα στρώματα της στρωματογραφικής ακολουθίας (Πίν. 1). Επιπλέον, έγινε χρονολόγηση ενός δείγματος κελυφών ελασματοβραγχίων με τη συμβατική μέθοδο του ^{14}C (δείγμα GX-27915). Μολονότι στην περίπτωση αυτή δεν μπορούμε να παρακάμψουμε την πιθανότητα της «επίδρασης του φαινομένου του σκληρού νερού» η ηλικία που προσδιορίστηκε είναι ελαφρώς μικρότερη από την ηλικία που έδωσε η χρονολόγηση του δείγματος από τον τελευταίο ορίζοντα τύρφης της στρωματογραφικής ενότητας της ανθρακικής ιλύος (δείγμα GX-27910). Το δείγμα των κελυφών συλλέχθηκε από το ανώτερο όριο της ενότητας της ανθρακικής ιλύος (carbonate mud), οπότε πιθανολογείται ότι η χρονολόγηση των κελυφών δεν έχει επηρεαστεί ιδιαίτερα από το σφάλμα του σκληρού νερού.

Οι χρονολογήσεις με τη μέθοδο του ^{14}C που αναφέρονται από την Baeteman (1985) για το κατώτερο στρώμα τύρφης της πεδιάδας του Μαραθώνα συμφωνούν με τις ηλικίες που προέκυψαν στην παρούσα εργασία (βλ. Πίν. 1 για σύγκριση). Για το λόγο αυτόν υιοθετήθηκαν οι χρονολογήσεις της Baeteman (1985) για τα δύο ανώτερα στρώματα τύρφων (Εικ. 2 και Πίν. 1) που δεν μπόρεσαν να χρονολογηθούν με επιτυχία στην παρούσα εργασία. Κατά τη συλλογή των δειγμάτων τύρφης από τους ορίζοντες αυτούς παρατηρήθηκε η ύπαρξη σύγχρονων υπολειμμάτων φυτών, τα οποία ήταν αδύνατο να απομακρυνθούν ολοκληρωτικά. Επιπλέον, η ηλικία που προσδιορίστηκε στην εργασία αυτή για την ανατολική προέκταση του υγρότοπου ήταν περίπου 2500 έτη πριν από σήμερα (δείγματα GX-27908: 744-502 π.Χ.) και συμπίπτει με τη χρο-

Πίνακας 1.

Ραδιοχρονολογήσεις. Οι ηλικίες ^{14}C σε έτη πριν από σήμερα διορθώθηκαν με τη χρήση του προγράμματος CALIB 4.3 του Quaternary Laboratory του Πανεπιστημίου της Washington (2000 copyright M. Stuiver & P. J. Reimer, βλ. και Stuiver et al. 1998). Οι χρονολογήσεις στην παρούσα εργασία διορθώθηκαν επιπλέον για ^{13}C

Όνομασία δείγματος	Όργανο/Γεώτρηση	Ενότητα	Απόλυτο υψόμετρο (μ.)	Υλικό	^{14}C ηλικία (έτη ραδιοάνθρακα πριν από σήμερα)	^{13}C (‰) διορθωση PDB Calibrated age	Διαβαθμισμένη ηλικία (έτη πριν από σήμερα)	Ηλικία σε έτη π.Χ. ή μ.Χ.
Hn 8546*	6-7*	Γ	+0,10	Τύρφη 5	1360±40	δ.α.	1309-1194	641-756 μ.Χ.
GX-27909 (AMS)	1	Γ	+1,20	Κομμάτι ξύλου	2400 ± 30	-25,2	2465-2351	516-402
GX-27908 (AMS)	1	Γ	+1,00	Κομμάτια ξύλου	2410 ± 40	-27,6	2693-2351	744-402
Hn 8547*	6-7*	Γ	-0,10	Τύρφη 4	2480±60	δ.α.	2711-2467	762-518
GX-27915	4	A-/B	-1,80	Κελύφη μαλακίων (υφάλμυρων)	3570 ± 180	-4,5	3684-3243**	1735-1294**
Hn 8533*	6*	A	+0,30 έως +0,50	Ανθρακική ιλύς	4020±60	δ.α.	4115-3945**	2166-1996**
Hn 8551*	37*	A	-0,80 έως -1,20	Ανθρακική ιλύς	3985±65	δ.α.	4070-3894**	2121-1945**
Hn 8548*	36*	A	-1,95 έως -1,85	Ανθρακική ιλύς	3550±80	δ.α.	3529-3348**	1570-1339**
GX-27910	6	A	-1,47	Τύρφη 3, οροφή	3560 ± 60	-27,4	3959-3725	2010-1776
GX-27911	6	A	-1,65	Τύρφη 3, μέσο	3540 ± 70	-28,6	3898-3701	1949-1752
GX-27914	7	A	-2,20	Τύρφη 2, οροφή	4160 ± 60	-27,2	4824-4588	2875-2639
Hn 8552*	37*	A	-2,10 έως 2,20	Τύρφη 1, μέσο	4575±60	δ.α.	5445-5053	3496-3104
GX-27913	6	A	-2,13	Τύρφη 1, οροφή	4770 ± 60	-27,4	5590-5334	3541-3385
GX-27912 (AMS)	6	A	-2,13	Τύρφη 1, κομμάτι ξύλου	5080 ± 40	-24,1	5894-5751	3945-3802
Hn 8549*	36*	A	-2,15 έως -2,25	Τύρφη 1, μέσο προς οροφή	4869±75	δ.α.	5707-5486	3758-3557
Hn 8550*	36*	A	-2,35 έως -2,45	Τύρφη 1, δάπεδο	4570±105	δ.α.	5449-5048	3500-3099

δ.α.: δεν αναφέρονται από την Baeteman (1985).

* Ραδιοχρονολογήσεις από την Baeteman (1985). Τα απόλυτα υψόμετρα έχουν διορθωθεί βάσει νέων χαρτογραφικών δεδομένων στην παρούσα εργασία (με μία απόκλιση της τάξης των ±20 εκ.).

** Διορθωμένες τιμές για την επίδραση του reservoir effect.

νολόγηση της Baeteman (1985) για την κατώτερη από τις δύο ανώτερες τύρφεις (Hn 8547: 758-543 π.Χ.). Μερικά θραύσματα αρχαίων κεραμικών που χρονολογήθηκαν στο δεύτερο μισό του 5ου αιώνα π.Χ. (Χατζιώτη 2002, προσωπική επικοινωνία) και βρέθηκαν στα ιζήματα του υγρότοπου (τάφρος 1, ενότητα Β, βάθος 1,10 μ.) που χρονολογήθηκαν με ^{14}C , δείχνουν ότι η ηλικία του στρώματος αυτού είναι χρονικά πολύ κοντά στη μάχη του Μαραθώνα (490 π.Χ.).

Παλαιοοικολογικά δεδομένα και περιβάλλον απόθεσης

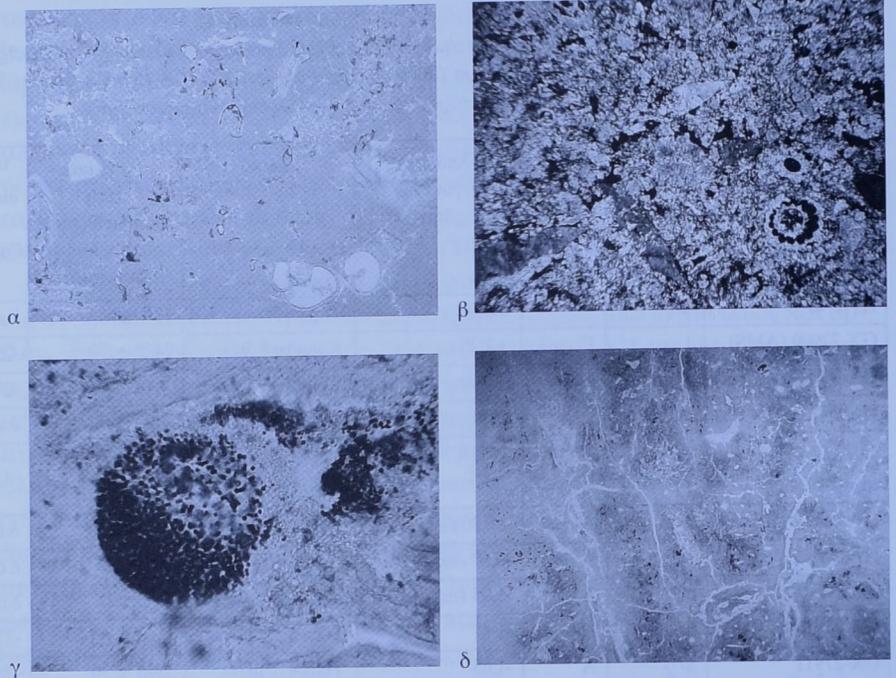
Στρωματογραφική ενότητα Α (ηλικία: πριν από 3500 - 1500 π.Χ.)

ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΚΗ ΚΑΙ ΜΙΚΡΟΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

Η στρωματογραφική ενότητα Α δεν εντοπίστηκε στην τομή της τάφρου 1 (Εικ. 2). Στη γεώτρηση 6 η ενότητα Α αντιστοιχεί σε ένα πάχος 1,20 μ. αποθέσεων τε-

Εικόνα 3.

Φωτογραφίες από πολωτικό μικροσκόπιο λεπτών τομών από τα ιζημάτα του έλους του Μαραθώνα. α) Μικριτική ιλύς με απολιθώματα με ενδείξεις βιοαναμόγλευσης και χαρόφντα. Οι οπές είναι χαλαρά πληρωμένες με ασβεστιτικά πέλετες. Μήκος φωτογραφίας 10 χιλ. Παράλληλα πολαιοειδή. β) Χαρόφντική ιλύς με κρυστάλλους γύψου δισκοειδούς μορφής. Μήκος φωτογραφίας 1,6 χιλ. Διασταυρωμένα πολαιοειδή. γ) Σφαιροειδής σιδηροπυρίτης. Μήκος φωτογραφίας 0,16 χιλ. Παράλληλα πολαιοειδή. δ) Ελώδης ιλύς εκτεθειμένη σε υποαέριες συνθήκες, με σκουρόχρωμες κηλίδες, ρωγμές και ριζίδια. Μήκος φωτογραφίας 30 χιλ. Παράλληλα πολαιοειδή.



φροπράσινης ιλύος και περιλαμβάνει δύο στρώματα τύρφης. Η χρονολόγηση της ανώτερης τύρφης (τύρφη 3) έδωσε ηλικία περίπου 1800 π.Χ. (δείγματα GX-27910 και GX-27911) και η κατώτερη τύρφη (τύρφη 1) χρονολογήθηκε στο 3500 π.Χ. (δείγμα GX-27913) (Πίν. 1). Στη γεώτρηση 7 η ακολουθία των ιζημάτων πάνω από το σκληρό οριζόντα, που εντοπίστηκε στη βάση της γεώτρησης, ξεκινά με ένα στρώμα πάχους 3,5 μ. ιλύος που αντιστοιχεί στην ενότητα Α (Εικ. 2). Ο σκληρός αυτός οριζόντας κατά την Bateman (1985) συνίσταται σε ποτάμιες αποθέσεις που πιθανόν έχουν υποστεί εδαφογενετικές αλλοιώσεις.

Στη γεώτρηση αυτήν αναπτύσσονται δύο οριζόντες τύρφης (τύρφες 3 και 2). Ο κατώτερος οριζόντας (τύρφη 3) χρονολογήθηκε περίπου στο 2700 π.Χ. (δείγμα GX-27914, Πίν. 1). Στην τομή της τάφρου 4 η ενότητα Α αντιστοιχεί σε ένα στρώμα πάχους 0,85 μ. στο κάτω τμήμα της τομής. Ένα δείγμα από κελύφη ελασματοβραχιών του γένους *Cardium* (δείγμα GX-27915) συλλέχθηκε από το ανώτερο όριο του στρώματος αυτού με την υπερκείμενη ενότητα Β και έδωσε ηλικία περίπου 1500 π.Χ. (Πίν. 1). Τέλος, στην τομή της τάφρου 10 το κατώτερο τμήμα της ακολουθίας ήταν ένα στρώμα πάχους 0,3 μ. τεφροπράσινης ιλύος (ενότητα Α).

Η μικροσκοπική εξέταση έδειξε ότι τα κύρια ιζηματολογικά χαρακτηριστικά της ενότητας αυτής είναι η ύπαρξη ασβεστιτικής ιλύος με λίγες παρεμβολές στρωμάτων πλούσιων σε οργανική ύλη. Στο κεντρικό τμήμα της κυριαρχεί απολιθωματοφόρος μικριτική ανθρακική ιλύς. Η μικριτική ιλύς εμφανίζει ενδείξεις μέτριας βιοαναμόγλευσης με οπές χαλαρά πληρωμένες με ασβεστιτικά πέλετες (Εικ. 3α).

Η μικροπαλαιοντολογική ανάλυση έδειξε ότι κατά την απόθεση της βιοαναμογλευμένης μικριτικής ιλύος της ενότητας Α (Εικ. 4, 5 και 6) οι συγκεντρώσεις των βενθονικών τρηματοφόρων κυριαρχούνται από το είδος *Ammonia becarii* (ένα ευρύαλο είδος) που συνοδεύεται από τα είδη *Elphidium granosum* και *Hyanesina depressula*. Το είδος *Hyanesina* απαντάται στα εσωτερικά τμήμα-

τα μιας λιμνοθάλασσας που επηρεάζεται από ανθρώπινη δραστηριότητα (Sarandrei Barbero et al. 1997). Σε ό,τι αφορά τις συγκεντρώσεις οστρακωδών που εντοπίστηκαν στη μικριτική ιλύ, το *Cypreideis torosa* είναι ένα ιδιαίτερα ευρύαλο είδος και απαντάται σε περιβάλλοντα με αλατότητα που ποικίλει μεταξύ 0,4‰ και 150‰ (Neale, 1988) αλλά κυρίως σχετίζεται με περιοχές μειωμένης αλατότητας (Athersuch 1979). Το είδος *Loxococoncha elliptica* είναι ένα είδος οστρακώδους που ζει σε υφάλμυρα νερά που χαρακτηρίζουν εκβολές ποταμών και λιμνοθάλασσες (Athersuch et al. 1989). Συνολικά το τμήμα αυτό των ανθρακικών ιζημάτων αντιστοιχεί σε ένα υφάλμυρο, ολιγο-μεσόαλο περιβάλλον ρηχών νερών (με βάθος μικρότερο από 2 μ.), δείχνοντας συνθήκες εξωτερικού έλους (low marsh) (Scott et al. 1979, Petrucci et al. 1983).

Επιπλέον της μικριτικής ιλύος, με τη βοήθεια της μικροσκοπικής παρατήρησης διακρίθηκαν αρκετοί αποθετικοί κύκλοι που ξεκινούν με ασβεσιτική χαροφυτική ιλύ και τελειώνουν με το σχηματισμό τύρφης. Στις περισσότερες περιπτώσεις στο κατώτερο τμήμα των κύκλων κυριαρχεί η πελοειδής ασβεσιτική ιλύς που συνίσταται από λεπτοθρυμματισμένη ασβεσιτική άλγη (Εικ. 3β). Η πελοειδής ιλύς συνήθως περιέχει μεγάλη ποσότητα διεσπαρμένων φυτικών λειψάνων.

Στον αρχαιότερο κύκλο και στα ανώτερα σημεία του παρατηρήθηκαν στρωματοειδείς μικροβιακές αποικίες (algal mats). Το στρώμα αυτό έχει πάχος μόλις μερικά εκατοστά και ακολουθείται από μια τύρφη με άλγη (algal peat) και τελικά μια μακροφυτική τύρφη (γεώτρηση 6, τύρφη 1, Πίν. 1 και Εικ. 2). Οι υπόλοιπες τύρφες (τύρφη 2 και τύρφη 3: Πίν. 1 και Εικ. 2) που βρέθηκαν σε αυτή την ακολουθία αποτελούνται από σχεδόν καθαρά φυτικά υπολείμματα. Επιπλέον, μέσα στην πελοειδή ασβεσιτική ιλύ παρατηρήθηκαν μερικοί κρύσταλλοι γύψου δισκοειδούς μορφής (Εικ. 3β), καθώς και μερικοί μικροί κόνδυλοι που αποτελούνται από συσσωματώματα κρυστάλλων ανυδρίτη.

Στο κατώτερο τμήμα της ακολουθίας και κοντά στην τύρφη με άλγη η πελοειδής ιλύς και οι στρωματοποιημένες μικροβιακές αποικίες περιέχουν διεσπαρμένα συσσωματώματα σιδηροπυρίτη. Ο σιδηροπυρίτης έχει τη μορφή σφαιρικών κόκκων (framboidal) μεμονωμένων ή σε συσσωματώματα και συνήθως σχετίζεται με οργανική ύλη (Εικ. 3γ).

Κατά την απόθεση της πελοειδούς χαροφυτικής ιλύος πιστοποιείται μια μείωση της αλατότητας προς ολιγόαλα περιβάλλοντα. Οι συγκεντρώσεις των τρηματοφόρων αποτελούνται από ένα μόνο είδος, το *Trichohyalus aguayo*, που είναι είδος υφάλμυρων νερών (Bronnimann et al. 1992), το οποίο βρέθηκε στη Δυτική Ελλάδα σε ενδιάμεσα-εσωτερικά έλη (middle-high marsh), περίπου 0,20 μ. πάνω από τη μέση θαλάσσια στάθμη (Scott et al. 1979). Στα δείγματα που μελετήθηκαν το είδος αυτό βρέθηκε μόνο σε έναν ορίζοντα που αντιστοιχεί σε συνθήκες ολιγόαλου περιβάλλοντος. Από τις συγκεντρώσεις οστρακωδών το είδος με την πιο συχνή εμφάνιση είναι η *Darwinula stevensoni*, που αποτελεί και δείκτη ρηχών νερών (Grafenstein et al. 2000). Το είδος αυτό ζει σε γλυκά νερά (0-10 μ.) και σε ολιγόαλο περιβάλλον με ιλυώδη ή αμμώδη πυθμένα (Sokac 1978). Το είδος *Limnocythere inopinata* είναι ένα βενθονικό είδος που ζει σε γλυκά νερά και ολιγόαλα περιβάλλοντα. Επιπλέον, η παρουσία του είδους *Candona neglecta* δείχνει ολιγόαλα έως και γλυκών νερών περιβάλλοντα. Η περιορισμένη εμφάνιση τυπικών ειδών υφάλμυρων νερών όπως τα *Cypreideis torosa*, *Cyprinotus Salinus* (Mazzini et al. 1999) θεωρείται ενδεικτική της μείωσης της αλατότητας (Gliozzi & Mazzini 1998). Συνολικά η πανίδα των βενθονι-

κών τρηματοφόρων και των οστρακωδών και η παρουσία χαροφύτων υποδηλώνουν περιβάλλον ποταμόκολπου (estouarine) με ενδοπαλιρροιακά (intertidal) χαρακτηριστικά εσωτερικού-ενδιάμεσου έλους, αλλά με χαμηλές τιμές αλατότητας κατά το στάδιο απόθεσης της πελοειδούς χαροφυτικής ιλύος. Επιπλέον, η χρονολογημένη παρουσία πλήθους θυρίδων του γένους *Cardium* στο ανώτερο στρώμα της ενότητας αυτής (τάφρος 4) υποδηλώνει συνθήκες ρηχού ολιγόαλου περιβάλλοντος με επίδραση γλυκών νερών και σηματοδοτεί τη μετάβαση προς την ενότητα Β.

ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΟΥ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ ΑΠΟΘΕΣΗΣ

Η απόθεση της απολιθωματοφόρου ασβεστιτικής ιλύος έγινε στο κέντρο μιας λιμνοθάλασσας όπου το βάθος της δεν ξεπέρασε ποτέ τα μερικά μέτρα (Wright & Burchette 1996). Αρχικά, περίπου το 3500 π.Χ. στην περιοχή κοντά στην ακτογραμμή είχαμε τον περιορισμένο σχηματισμό μικροβιακά στρωματοποιημένων ανθρακικών στην ενδοπαλιρροιακή ζώνη όπου ακολουθήθηκε από το σχηματισμό μιας τύρφης από άλγη σε ένα υπερπαλιρροιακό περιβάλλον (supratidal). Ο σχηματισμός κρυστάλλων γύψου δισκοειδούς μορφής μέσα στο ίζημα οδηγεί στο συμπέρασμα ότι το περιβάλλον ήταν παρόμοιο με «subkha» (Kendal & Harwood 1996). Όμως η συνύπαρξη χαροφύτων και γύψου δισκοειδούς μορφής αποτελεί καθαρά ένδειξη ενός περιβάλλοντος υπό την επίδραση εισροών γλυκού νερού και υψηλών ρυθμών εξάτμισης (schizohaline) (Burne et al. 1980). Αυτή η περίοδος χαρακτηρίζεται επίσης από περιοδικά ανοξικές συνθήκες και πιθανά από μερική στρωμάτωση των νερών. Αναερόβια βακτήρια σχημάτισαν τον σφαιροειδή (framboidal) σιδηροπυρίτη, τα οποία σχετιζόνταν με την ύπαρξη σκουρόχρωμων πλούσιων σε οργανική ύλη στρωματιδίων, το πιθανότερο κατά τη διάρκεια αναστροφής της στρωμάτωσης των νερών.

Στρωματογραφική ενότητα Β (ηλικία: 1500 έως 500 π.Χ.)

ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΚΗ ΚΑΙ ΜΙΚΡΟΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

Η βάση της ακολουθίας των ιζημάτων της τομής της τάφρου 1 πιθανά αντιστοιχεί σε ένα παλαιοέδαφος. Η ενότητα Β αντιπροσωπεύεται από ένα στρώμα τεφρού αμμώδους αργίλου πάχους μόλις 0,15 μ. που περιέχει θραύσματα κεραμικών (Εικ. 2). Από το στρώμα αυτό συλλέχθηκε ένα δείγμα από κομμάτι ξύλου (δείγμα GX-27908) και χρονολογήθηκε στο 550 π.Χ. περίπου (Πίν. 1). Επιπλέον, θραύσματα αρχαίων κεραμικών χρονολογήθηκαν στο δεύτερο μισό του 5ου αιώνα π.Χ. (Χατζιώτη 2002, προσωπική επικοινωνία) και δείχνουν ότι η ηλικία του στρώματος αυτού είναι χρονικά πολύ κοντά στη μάχη του Μαραθώνα (490 π.Χ.).

Στη γεώτρηση 6 η στρωματογραφική ενότητα Β αντιστοιχεί σε ένα στρώμα πάχους 1,35 μ. τεφροκάστανης ασβεστιτικής ιλύος με ριζίδια και ρωγμές λόγω ξηρασίας (Εικ. 2). Στη γεώτρηση 7 η ενότητα Β αποτελείται από ένα στρώμα ιλυώδους αργίλου πάχους 0,7 μ., ενώ στην τομή της τάφρου 4 η ενότητα Β έχει πάχος 1,95 μ. και συνίσταται από τεφροκάστανη ιλύ, ενώ στην τάφρο 10 το πάχος της είναι 0,9 μ.

Η μικροσκοπική μελέτη της ενότητας αυτής έδειξε ότι αποτελείται από μίγμα ασβεστιτικής και κλαστικής αργιλοϊλύος με σημαντική ποσότητα θρυμμα-

τισμένων φυτικών υλικών. Η ανθρακική ιλύς αποτελείται κυρίως από τεμάχια ασβεστιτικής άλης. Το κλαστικό υλικό αποτελείται ως επί το πλείστον από κλάσματα ιλύος και αργίλου. Στα αμέσως ανώτερα τμήματα της ακολουθίας κυριαρχεί το κλαστικό υλικό και μόνο μερικά μικροτικά συσσωματώματα είναι διεσπαρμένα μέσα στην ιλυώδη κύρια μάζα. Επιπλέον, είναι ευδιάκριτοι αρκετοί οριζόντες με έγχρωμες κηλίδες (mottling), ρωγμές λόγω ξηρασίας (mud-cracks) και ριζίδια (Εικ. 3δ).

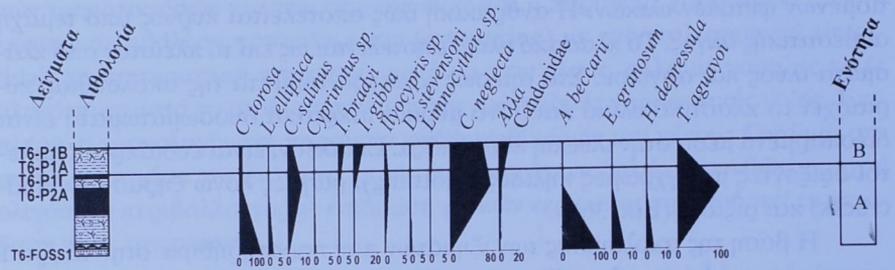
Η βάση της ακολουθίας των ιζημάτων που παρατηρήθηκε στην τάφρο 1 αποτελείται από ένα παλαιοέδαφος που δείχνει αλλουβιακές αργιλικές επικαλύψεις (clay coatings) των εδαφικών συσσωματωμάτων και ερυθρές κηλίδες (mottling). Πάνω από το παλαιοέδαφος βρίσκεται η ενότητα Β, που αντιστοιχεί σε ένα στρώμα αμμούχου αργίλου πάχους 0,15 μ. και χρώματος τεφρού που περιέχει θραύσματα κεραμικών (Εικ. 2). Η κλαστική άμμος και ιλύς εγκλείονται μέσα σε μια ασβεστιτική ιλύ ανάλογη της τεφροκάστανης ιλύος του κυρίου τμήματος της ενότητας Β. Επιπλέον, παρατηρήθηκαν μικροσκοπικά φυτικά υπολείμματα καθώς και μερικά θραύσματα κελυφών.

Αρκετά ιζήματα της ενότητας Β χαρακτηρίζονται από μια ιδιαίτερη πανίδα οστρακωδών, που κυριαρχείται από είδη γλυκών νερών σε συνδυασμό με είδη υφάλμυρων νερών (Εικ. 4, 5, 6 και 7). Η μείωση της αλατότητας πιστοποιείται από την επικράτηση των *Cantoninae* και *Ilyocypris spp.* και τη δευτερεύουσα παρουσία των ειδών *Cypredeis torosa*, *Cyprinotus salinus* (Mazzini et al. 1999). Τα είδη *Candona neglecta* και *Ilyocypris gibba* ζουν σε γλυκά νερά και σε oligoάλα περιβάλλοντα, το είδος *Cyprinotus salinus* προτιμά αλμυρά, υφάλμυρα (ολιγοάλα-μεσόαλα) και γλυκά νερά, ενώ το είδος *Ilyocypris bradyi* βρίσκεται συχνότερα σε πηγές, αλλά επιπλέον ζει σε λιμνάζοντα νερά (βάλτους που περιοδικά εξαφανίζονται ή λίμνες) καθώς και σε ποτάμια (Sokac 1978). Οπότε συμπεραίνεται ότι το παλαιοπεριβάλλον μπορεί να θεωρηθεί ως ένα oligoάλο ρηχών νερών (εσωτερικό-ενδιάμεσο έλος με επίδραση γλυκών νερών από εκφορτίσεις πηγών). Στο παλαιοπεριβάλλον αυτό πιστοποιείται μια περιστασιακή αύξηση στην αλατότητα, όπως φαίνεται από την παρουσία των ειδών οστρακωδών που χαρακτηρίζουν συνθήκες υφάλμυρων, oligo-μεσόαλων περιβαλλόντων ρηχών νερών. Η αυξημένη παρουσία του είδους *Haynesina depressula* και η μείωση του είδους *Ammonia beccarii* αποτελούν ένδειξη ενός περιβάλλοντος σχεδόν κλειστής λιμνοθάλασσας με σχετικά περιορισμένη ανταλλαγή νερών. Τέλος, το ανώτερο τμήμα της ενότητας Β, που χαρακτηρίζεται από την επικράτηση της *Ammonia beccarii*, αντιπροσωπεύει μια μεγαλύτερη θαλάσσια επίδραση. Αυτή η πανίδα, που αποτελείται κυρίως από είδη οστρακωδών υφάλμυρων νερών σε συνδυασμό με είδη γλυκών νερών, δείχνει περιβάλλοντα λιμνοθάλασσας (συνθήκες oligo-μεσόαλου εξωτερικού έλους) με επίδραση εισροών γλυκού νερού.

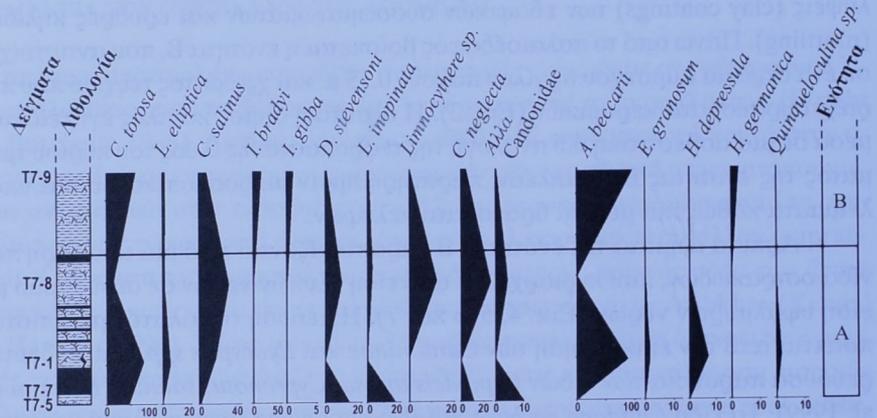
ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΟΥ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ ΑΠΟΘΕΣΗΣ

Η ακολουθία ανθρακικής-κλαστικής αργιλοϊλύος αντιπροσωπεύει μια μίξη κλαστικού υλικού ποτάμιας προέλευσης και ελώδους ασβεστιτικής ιλύος (Platt & Wright 1992). Κατά τη διάρκεια της υποαέριας έκθεσης της λεκάνης, σε περιοχές κοντά στην ξηρά, είχαμε το σχηματισμό έγχρωμων κηλίδων, ρωγμών λόγω ξηρασίας και ριζιδίων. Η έκθεση στις εξωγενείς διεργασίες και οι οξειδωτικές συνθήκες που επικράτησαν κατά τη διάρκεια της χαμηλής στάθμης (lowstands) είχαν ως αποτέλεσμα την αποσύνθεση της οργανικής ύλης. Οι μη ευνοϊκές για

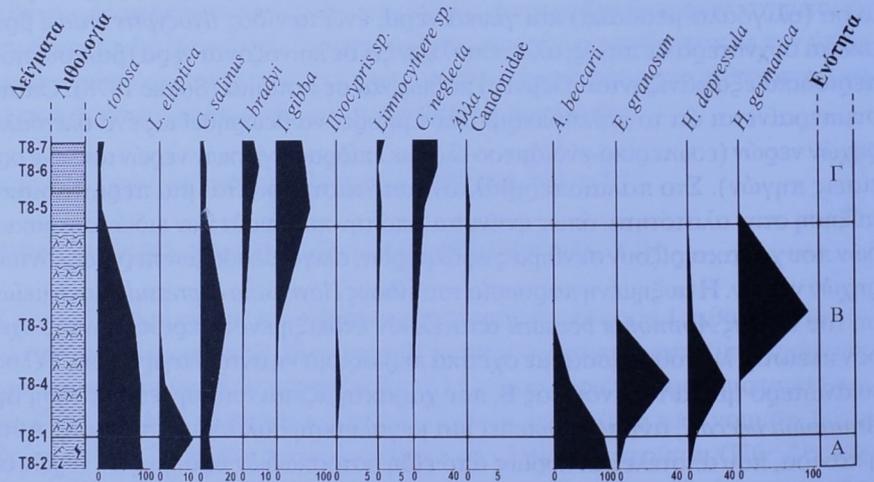
Εικόνα 4.
Διάγραμμα κατανομής των ειδών οστρακωδών και των βενθονικών τρηματοφόρων στη γεώτρηση δ



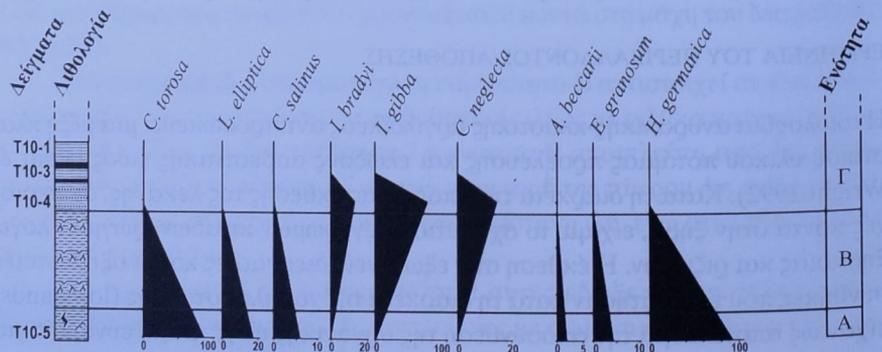
Εικόνα 5.
Διάγραμμα κατανομής των ειδών οστρακωδών και των βενθονικών τρηματοφόρων στη γεώτρηση 7



Εικόνα 6.
Διάγραμμα κατανομής των ειδών οστρακωδών και των βενθονικών τρηματοφόρων στην τάφρο 4



Εικόνα 7.
Διάγραμμα κατανομής των ειδών οστρακωδών και των βενθονικών τρηματοφόρων στην τάφρο 10



το σχηματισμό τύρφης συνθήκες ενισχύθηκαν περισσότερο από το ρυθμό προσφοράς των κλαστικών υλικών (Talbot & Allen 1996). Μόνο κατά τη διάρκεια της τελευταίας χρονικής περιόδου απόθεσης αυτής της ελώδους ακολουθίας σχηματίστηκε ένα τέναγος με τυρφώνα περιορισμένων διαστάσεων. Εισροές θαλάσσιου νερού γίνονταν ακόμη και κατά την απόθεση των ιζημάτων του ανώτερου τμήματος της ενότητας, αλλά η συχνότητά τους ήταν πολύ μικρότερη απ' ό,τι κατά την απόθεση της προηγούμενη λιμνοθαλάσσιας ανω-ενδοπαλιρροιακής ακολουθίας.

Στο βορειοανατολικό τμήμα της πεδιάδας (τάφρος 1) οι ερυθρωπές αργιλώδεις άμμοι που βρίσκονται στο κάτω τμήμα της ακολουθίας αντιπροσωπεύουν ένα έδαφος που αναπτύχθηκε πάνω σε άμμους ποτάμιας προέλευσης. Η βαθμιαία αλλά φανερή αλλαγή προς άμμους τεφρού χρώματος με μια ανθρακική ιλυώδη κύρια μάζα αντιπροσωπεύει ένα υλικό ποτάμιας προέλευσης, που αποτέθηκε σε ένα περιβάλλον στάσιμων νερών, προφανώς στα περιθώρια του έλους που βρίσκονται προς την πλευρά της χέρσου. Η χρονολόγηση αυτού του γεγονότος περίπου στο 550 π.Χ. οδηγεί στο συμπέρασμα ότι εκείνη την περίοδο το έλος καταλάμβανε τη μεγαλύτερη έκτασή του.

Στρωματογραφική ενότητα Γ (ηλικία: 500 π.Χ. έως τις μέρες μας)

ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΚΗ ΚΑΙ ΜΙΚΡΟΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

Η στρωματογραφική ενότητα Γ, στην τομή της τάφρου 1, περιλαμβάνει ιζήματα στα οποία κυριαρχούν κλαστικές αποθέσεις, όπως άμμοι και χονδρόκοκκοι άμμοι με αποστρωγγλωμένους χάλικες. Τα ιζήματα αυτά παρουσιάζουν οριζόντια στρωμάτωση, καλή ταξινόμηση και βαθμιαία μείωση της κοκκομετρίας προς τα πάνω. Αξιοσημείωτη είναι η παρουσία ενός στρώματος, πάχους μόλις 0,7 μ., με άμμο και χάλικες που περιέχει θραύσματα αρχαίων κεραμικών αγγείων (Εικ. 2). Το στρώμα αυτό επικαλύπτει απότομα τον τεφρού χρώματος και πλούσιο σε ιλύ ορίζοντα της ενότητας Β. Από τον ορίζοντα αυτό συλλέχθηκε ένα κομμάτι ξύλου (δείγμα GX-27909) και χρονολογήθηκε, δίνοντας ηλικία περίπου 450 π.Χ. (Πίν. 1).

Στη γεώτρηση 6 η στρωματογραφική ενότητα Γ έχει πάχος 0,65 μ. και χαρακτηρίζεται από την παρουσία δύο οριζόντων τύρφης που βρίσκονται σε 0,05 μ. και 0,35 μ. πάνω από τη σημερινή θαλάσσια στάθμη αντίστοιχα (Εικ. 2). Το άνω τμήμα της ακολουθίας των ιζημάτων της ενότητας αυτής είναι ένας μερικώς ανεπτυγμένος εδαφικός μανδύας, πάχους 0,6 μ.

Στη γεώτρηση 7 το ανώτερο τμήμα της ακολουθίας είναι ένας εδαφικός μανδύας πάχους 0,9 μ. (Εικ. 2). Στην τομή της τάφρου 4 η ενότητα Γ αντιστοιχεί σε 0,7 μ. πάχους τεχνητών επιχώσεων, κάτω από το οποίο υπάρχει ένα στρώμα ιλυώδους άμμου πάχους 0,85 μ.

Στην τομή της τάφρου 10 η ανώτερη ενότητα Γ χαρακτηρίζεται από την παρουσία δύο τυρφωδών οριζόντων στα 0,45 μ. και 0,6-0,65 μ. πάνω από τη μέση θαλάσσια στάθμη αντίστοιχα, ενώ τα ανώτερα 0,65 μ. της ακολουθίας των ιζημάτων είναι τεχνητές επιχώσεις (Εικ. 2). Οι οριζόντες αυτοί αντιστοιχούν στην τύρφη 4 και τύρφη 5, των οποίων η ηλικία, σύμφωνα με την Baeteman (1985), είναι 600 π.Χ. περίπου και 700 μ.Χ. αντίστοιχα (Πίν. 1).

Το σύνολο της ακολουθίας των ιζημάτων της τομής της τάφρου 11 ανήκει στην ενότητα Γ. Η βάση της ακολουθίας αντιστοιχεί σε ένα στρώμα πάχους

0,4 μ. που συνίσταται από καλά ταξινομημένες άμμους. Αξιοσημείωτη είναι η παρουσία λαξευμένων λίθων, που υποδηλώνουν ανθρώπινη δραστηριότητα κατά την αρχαιότητα. Πάνω από το στρώμα αυτό υπάρχει ένα στρώμα καστανής ιλυώδους άμμου πάχους 0,25 μ. με ιδιαίτερα έντονα χαρακτηριστικά χερσαίας προέλευσης.

Το ανώτερο στρώμα της ακολουθίας αυτής ποικίλλει τοπικά. Στην περιοχή που χαρακτηρίζει το περιβάλλον κοντά στην προηγούμενη ακτογραμμή αποτελείται από καλά ταξινομημένες άμμους και ιλυώδεις άμμους. Το ίζημα είναι μερικώς συγκολλημένο με μικρές ανθρακικές συγκεντρώσεις, όπως επικαλύψεις κόκκων (grain coatings), μικρούς κονδύλους (nodules) και επιφλοιώσεις γύρω από ρίζες (root encrustations). Επίσης, παρατηρήθηκαν επιμήκεις κηλίδες, αποτέλεσμα οξειδοαναγωγικών αντιδράσεων, γύρω από τις ρίζες (drab-haloed root traces).

Προς το κεντρικό τμήμα της λιμνοθάλασσας η συγκέντρωση των ιζημάτων του έλους συνεχίζεται, αλλά διακόπτεται από στρώματα καλά ταξινομημένων άμμων και ιλυωδών άμμων χωρίς ενδείξεις συγκόλλησης ή άλλης αλλαγής μετά την απόθεσή τους.

Η πανίδα οστρακωδών των κατώτερων τμημάτων της ενότητας Γ (Εικ. 5 και 7) χαρακτηρίζεται από την επικράτηση των ειδών γλυκού νερού *Ilyocypris bradyi*, *Ilyocypris gibba*, που εμφανίζονται επίσης σε ολιγόαλα περιβάλλοντα (Mazzini et al. 1999). Συνεπώς, πιστοποιείται ένα παλαιοπεριβάλλον γλυκών νερών που δεν επικοινωνούσε με τη θάλασσα.

Τα ακόλουθα τμήματα της ενότητας Γ, στις περιοχές που βρίσκονται προς τη χέρσα, υποδηλώνουν μια περιοδική ξηρασία, καθώς βρέθηκαν πολύ λίγα είδη οστρακωδών, τα οποία πιθανώς έχουν μεταφερθεί. Στις περιοχές που βρίσκονται πλησιέστερα στη θάλασσα, το συνηθέστερο είδος είναι το *Ilyocypris gibba*, που συνοδεύεται από το είδος *Cypreideis torosa* και μικρό αριθμό ατόμων του είδους *Cyprinotus salinus*, οπότε προκύπτει ένα ολιγόαλο παλαιοπεριβάλλον εσωτερικού-ενδιάμεσου έλους, ρηχών νερών. Σποραδικά το περιβάλλον σηματοδοτείται από τη μεγάλη αφθονία ειδών που χαρακτηρίζουν γλυκά ολιγόαλα νερά (κυρίως *Candonia neglecta*, *Candonidae*, *Darwinula stevensoni*, *Ilyocypris gibba*) σε συνδυασμό με την κυρίαρχη παρουσία της *Cypreideis torosa*, αντιπροσωπεύοντας ολιγο-μεσόαλα νερά και περιβάλλοντα λιμνοθάλασσας με επίδραση εισροών γλυκού νερού.

ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΟΥ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ ΑΠΟΘΕΣΗΣ

Οι άμμοι και οι ιλυώδεις άμμοι αντιπροσωπεύουν ποτάμιες αποθέσεις. Στα περιθώρια τα ιζήματα έχουν επηρεαστεί από ασθενείς διεργασίες εδαφογένεσης, γεγονός που οδήγησε σε εδαφικές ανθρακικές συγκεντρώσεις. Στο κέντρο της λιμνοθάλασσας το ελώδες περιβάλλον άλλαξε, πιθανόν περισσότερες από μία φορές, και μετατράπηκε σε αλλουβιακό, υποδηλώνοντας ένα πεδίο πολύ μικρού βάθους και συχνά μία χέρσα πεδιάδα χωρίς καμία επικοινωνία με τη θάλασσα. Παρόμοια εικόνα εμφανίζει η περιοχή σήμερα, όπου κατά τη διάρκεια της υγρής εποχής του έτους, τοπικά σχηματίζεται μια μικρή λίμνη στο ανατολικό άκρο της πεδιάδας. Η μικρή αυτή λίμνη τροφοδοτείται με γλυκό νερό από τις εκφορτίσεις των πηγών που περιβάλλουν την περιοχή, ενώ περιστασιακά, κατά τη διάρκεια καταιγίδων, μπορεί να λάβει χώρα διείσδυση θαλάσσιου νερού.

Συζήτηση

Σε γενικές γραμμές, οι ολοκαινικής ηλικίας λιμνοθαλάσσιοι σχηματισμοί που περιέχουν τύρφεις είναι νεότεροι από 6000 έτη και η ανάπτυξη τους σχετίζεται, τουλάχιστον κατά ένα μέρος, με τη μείωση του ρυθμού ανόδου της θαλάσσιας στάθμης την περίοδο εκείνη (Bird 2000). Στο ανατολικό άκρο της πεδιάδας, κάτω από τις ανώτερες αποθέσεις των λιμνοθαλάσσιων ιζημάτων, βρίσκεται ένα ανώριμο ασβεστιτικό ερυθρό παλαιοέδαφος που αναπτύχθηκε σε ποτάμιες αποθέσεις (Paere et al. 1984). Σύμφωνα με τους παραπάνω ερευνητές, αυτό το παλαιοέδαφος, που ονομάστηκε H2, είναι ηλικίας περίπου 6000 ετών. Δεν είναι όμως γνωστό αν αυτό το παλαιοέδαφος είναι το ίδιο με εκείνο που βρίσκεται κάτω από τα βαθύτερα λιμνοθαλάσσια ιζήματα στο κεντρικό τμήμα της λιμνοθάλασσας (βλ. Baeteman 1985).

Οι πέντε κύριες τύρφεις, που σχηματίστηκαν κατά την πλήρωση με ιζημα της λιμνοθάλασσας του Μαραθώνα το 3500 π.Χ., 2800 π.Χ., 1800 π.Χ., 500 π.Χ. και 700 μ.Χ. αντίστοιχα, καταγράφουν τη συνεχή άνοδο της σχετικής θαλάσσιας στάθμης, μια και, ως γνωστόν, στα παραλιακά έλη το υπόστρωμα πρέπει να ακολουθεί το επίπεδο της θάλασσας για να επιβιώνουν τα υδρόβια φυτά. Οι τρεις παλαιότερες τύρφεις σχηματίστηκαν στο υπερπαλιρροϊκό περιβάλλον (supratidal) της ανθρακικής λιμνοθάλασσας και γι' αυτό καταγράφουν την ακραία υψηλή στάθμη του νερού κατά την περίοδο του σχηματισμού τους. Αντίθετα, οι δύο νεότερες τύρφεις έχουν σχηματιστεί σε έναν υγρότοπο που δεν είχε επικοινωνία με τη θάλασσα, οπότε αντιστοιχούν σε μια κατάσταση ισορροπίας μεταξύ της στάθμης του υπόγειου νερού και της θαλάσσιας στάθμης. Οι τύρφεις αυτές θα μπορούσαν να έχουν σχηματιστεί αρκετές δεκάδες εκατοστά πάνω από τη θαλάσσια στάθμη (Vella & Provencal 2000). Η επιφάνεια του σημερινού έλους του Σχιτιά, στο βορειοανατολικό της άκρο, βρίσκεται περίπου 50 εκ. πάνω από τη σημερινή θαλάσσια στάθμη. Λαμβάνοντας υπόψη τους παραπάνω περιορισμούς, η σχετική άνοδος της θαλάσσιας στάθμης, όπως συμπεραίνεται από το πάχος των ιζημάτων μεταξύ της πρώτης και της τελευταίας τύρφης για το χρονικό διάστημα μεταξύ 3500 π.Χ. και 700 μ.Χ., εκτιμάται ότι κυμαίνεται μεταξύ 2 μ. και 2,5 μ. το ανώτερο.

Σύμφωνα με το παγετο-υδροϊσοστατικό μοντέλο του Lambeck (1995, 1996), γύρω στο 4000 π.Χ. η θαλάσσια στάθμη βρισκόταν περίπου 5 μ. χαμηλότερα από τη σημερινή στην περιοχή του Μαραθώνα. Έτσι, η σχετική άνοδος της θαλάσσιας στάθμης που εκτιμήθηκε είναι αρκετά χαμηλότερη από αυτή που προβλέπεται από το μοντέλο. Επιπλέον, όλες οι καμπύλες στάθμης θάλασσας για την περίοδο του Ολόκαινου που έχουν προκύψει από περιοχές της Ελλάδας και θεωρούνται σχετικά μη τεκτονικά ενεργές, οδηγούν σε χαμηλότερη στάθμη θάλασσας απ' ό,τι αυτή της πεδιάδας του Μαραθώνα (Kraft et al. 1977, 1980, Lambeck 1995). Η μικρή φαινομενική υποχώρηση, με ρυθμούς που είναι μικρότεροι από τον ισοστατικό ρυθμό, δείχνει ότι η περιοχή υφίσταται μια τεκτονική ανύψωση, με μικρούς όμως ρυθμούς. Η ασυμφωνία των περίπου 1,5-2 μ. για το χρονικό διάστημα μεταξύ 3500 π.Χ. και 700 μ.Χ. οδηγεί στη διαπίστωση μιας τεκτονικής ανύψωσης της πεδιάδας του Μαραθώνα με ένα ρυθμό της τάξης περίπου των 0,4-0,5 χιλ. ανά έτος. Αυτός ο ρυθμός είναι ελαφρώς μικρότερος από το ρυθμό μεταβολής της σχετικής θαλάσσιας στάθμης που είναι 0,6-0,7 χιλ. ανά έτος όπως προβλέπεται για τα τελευταία 2000 έτη σύμφωνα με τον Lambeck (1996). Αποτέλεσμα αυτής της διαδικασίας είναι να παρατηρείται μια φαινομε-

νική σταθερότητα της παράκτιας περιοχής από την Κλασική Εποχή έως σήμερα (Kraft 1972). Υπάρχει βέβαια η πιθανότητα η περιοχή να βυθίζεται και ταυτόχρονα να πληρώνεται με ιζήματα. Όμως σε μία τέτοια περίπτωση θα ήταν μάλλον δύσκολο να είχαμε κυρίως οργανογενή ασβεστιτική ιζηματογένεση για όλο το διάστημα της απόθεσης της ενότητας Α και ολοκληρωτική απουσία κλαστικής ιζηματογένεσης, εκτός ίσως εάν ο ρυθμός βύθισης ήταν σταθερός και πολύ μικρός, πράγμα που αντίκειται στο μεγάλο ρυθμό ιζηματογένεσης που υπολογίζεται από το πάχος των αποθέσεων (1,1-1,4 χιλ. ανά έτος: Ψιλόβικος 2001). Επιπλέον, η τεκτονική βύθιση δεν θεωρείται επαρκής εξήγηση για την παρουσία κυκλικής ανθρακικής ιζηματογένεσης, εναλλαγής δηλαδή ενδοπαλιροϊκών και υπερπαλιροϊκών αποθέσεων (Wright & Burchette 1996).

Ένα από τα μεγάλα ερωτήματα που έμεινε αναπάντητο από την Baeteman (1985) ήταν η απόθεση των ανθρακικών ιζημάτων κατά τη διάρκεια μιας συγκεκριμένης περιόδου της ιστορίας της αβαθούς λιμνοθάλασσας του Σχιβιά. Η μελέτη της ενότητας των ανθρακικών ιζημάτων οδήγησε στη διαπίστωση ορισμένων χαρακτηριστικών που παρουσιάζουν ιδιαίτερο ενδιαφέρον. Ιδιαίτερης σημασίας για την αναπαράσταση του παλαιοπεριβάλλοντος της πεδιάδας του Μαραθώνα είναι η συνύπαρξη των χαρόφυτων και της γύψου δισκοειδούς μορφής. Αυτή η συνύπαρξη έχει αναφερθεί μόνο σε κάποιες παράκτιες λιμνοθάλασσες και εφήμερες λίμνες της Νότιας Αυστραλίας (Burne et al. 1980). Το περιβάλλον αυτό χαρακτηρίζεται από ένα ημίξηρο, εποχιακό, μεσογειακού τύπου κλίμα, με επίδραση εισροών υπόγειων γλυκών νερών. Η ομοιότητα του κλίματος σε συνδυασμό με την παρουσία μιας σειράς πηγών που περιβάλλουν το ανατολικό άκρο της πεδιάδας του Μαραθώνα, που είναι γνωστό ότι είναι ενεργές από την αρχαιότητα, συνηγορούν για ένα τέτοιο περιβάλλον. Στην περίπτωση του Μαραθώνα αυτό το περιβάλλον, που είναι γνωστό και ως «schizohaline», χαρακτηριζόταν από την παρουσία θεικού σιδήρου. Ο σχηματισμός σφαιροειδούς (framboidal) σιδηροπυρίτη εξηγείται από τη μίξη γλυκού νερού, πλούσιου σε σίδηρο, και θαλάσσιου νερού, πλούσιου σε θείο, σε μια υφάλμυρη ζώνη, όπου σχηματίζεται τύρφη (Dellwig et al. 2001).

Η παραπάνω ερμηνεία όμως δεν μπορεί να εξηγήσει την παρουσία ανθρακικών ιζημάτων μόνο στη συγκεκριμένη περίοδο. Σύμφωνα με τους Burne & Colwell (1982), η παραγωγή ανθρακικών σε σχετικά εύκρατα περιβάλλοντα αλλά με υψηλές αλατότητες μπορεί να δώσει χαρακτηριστικά που να θυμίζουν θερμά ανθρακικά περιβάλλοντα. Σύμφωνα με τα δεδομένα τους, το αποφασιστικό κριτήριο για το σχηματισμό μη σκελετικών συσσωματωμάτων, όπως είναι τα πέλετς που βρέθηκαν συχνά στα ιζήματα του Μαραθώνα, είναι η ελάχιστη θερμοκρασία, που δεν θα πρέπει να πέσει κάτω από τους 13°C περίπου. Σήμερα η ελάχιστη θερμοκρασία του κόλπου του Μαραθώνα είναι γύρω στους 10-11°C, οριακά χαμηλότερη από εκείνη που εμποδίζει το σχηματισμό μη σκελετικών κόκκων (non-skeletal grains). Οπότε μπορεί να υποτεθεί ότι η θερμοκρασία των επιφανειακών νερών ήταν ελαφρώς υψηλότερη από τη σημερινή, τουλάχιστον κατά την αρχή της «Subboreale» περιόδου. Τα δεδομένα για τη θερμοκρασία της θαλάσσιας επιφάνειας για το νοτιοδυτικό Αιγαίο, κατά την περίοδο του Μέσου και Ανώτερου Ολόκαινου, δείχνουν μεγαλύτερες τιμές από τις σημερινές. Τα επίπεδα των σημερινών θερμοκρασιών διαμορφώθηκαν περίπου 5200 έτη πριν από σήμερα (Geraga et al. 2000). Το σενάριο αυτό μπορεί να ερμηνεύσει την απόθεση της ανθρακικής ιλύος τουλάχιστον για το πρώτο στάδιο απόθεσής της. Στο σημείο αυτό πρέπει να σημειωθεί ότι απόθεση τέτοιων

ανθρακικών φάσεων σήμερα δεν έχει αναφερθεί για καμιά περιοχή της Ελλάδας ή του ευρύτερου χώρου της Βορειοανατολικής Μεσογείου.

Παρ' όλα αυτά, το ύψος των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων θα μπορούσε να αποτελεί το καθοριστικό κριτήριο για την αλλαγή του τύπου της ιζηματογένεσης το 1500 π.Χ. προς έναν τύπο που κυριαρχείται από κλαστικό υλικό. Μια αύξηση του ύψους της βροχόπτωσης σε ένα ήδη ξηρό περιβάλλον θα ενίσχυε τη διάβρωση, η οποία με τη σειρά της θα προκαλούσε περαιτέρω αύξηση της επιφανειακής απορροής στις λοφώδεις κλιτείες που περιβάλλουν την πεδιάδα του Μαραθώνα. Οι Bottema & Woldring (1990), βασιζόμενοι στην παλυνολογική μελέτη αρκετών περιοχών της Νότιας Ελλάδας, οδηγήθηκαν στη διαπίστωση ότι περίπου το 1600-1300 π.Χ. συνέβη μια αύξηση των επιπέδων βροχόπτωσης. Αυτή η αύξηση θα μπορούσε να εξηγηθεί με την αύξηση της υγρασίας ή με πολύ πιο ψυχρές θερινές περιόδους. Και τα δύο παραπάνω σενάρια θα μπορούσαν να έχουν προκαλέσει την αλλαγή που διαπιστώθηκε στον τύπο ιζηματογένεσης στη λιμνοθάλασσα του Μαραθώνα. Στο σημείο αυτό θα πρέπει να επισημανθεί ότι η «Subboreal» περίοδος, για τα βόρεια γεωγραφικά πλάτη, χαρακτηρίζεται γενικά ως μια θερμή και ξηρή περίοδος (Roberts 1989). Στην περιοχή της Μεσογείου η αρχή της περιόδου αυτής θα μπορούσε να θεωρηθεί ότι σχετίζεται με ένα χρονικό διάστημα ξηρασίας, έχουν όμως παρατηρηθεί και εξαιρέσεις (Bintliff 1982). Η άποψη ότι η αύξηση της διάβρωσης οφείλεται σε ανθρώπινες επεμβάσεις φαίνεται να είναι λιγότερο πιθανή. Η αλλαγή στις συνθήκες ιζηματογένεσης φαίνεται να ήταν αρκετά απότομη και εκτεταμένη. Μια ανθρώπινη επέμβαση θα προκαλούσε σταδιακή μεταβολή των συνθηκών, εκτός από την περίπτωση κατά την οποία ένα παρθένο περιβάλλον επηρεάζεται απότομα και μαζικά για πρώτη φορά. Τέτοιες ενδείξεις δεν φαίνεται να υπάρχουν για την περιοχή του Μαραθώνα. Αντίθετα, όπως προκύπτει από μελέτες για αρκετές περιοχές της Ελλάδας, η Μυκηναϊκή Περίοδος, όπου χρονικά τοποθετείται η αλλαγή που παρατηρήθηκε στην ιζηματογένεση, θεωρείται μια αρκετά σταθερή περίοδος χωρίς φάσεις διάβρωσης (Van Andel & Zangger 1990). Μάλιστα η άποψη ότι η βαθμιαία παρακμή του Μυκηναϊκού Πολιτισμού ήταν αποτέλεσμα φυσικών και περιβαλλοντικών αιτιών δεν θεωρείται επαρκής εξήγηση και δεν έχει επιβεβαιωθεί από γεωμορφολογικά και ιζηματολογικά δεδομένα (σύνοψη στο Drews 1993).

Κάπου μεταξύ 400 π.Χ. και 500 π.Χ. περίπου η πεδιάδα του Μαραθώνα καλύπτεται από πλημμυρικές αποθέσεις. Αυτές έπονται μιας σύντομης περιόδου κατά τη διάρκεια της οποίας ο υγρότοπος φαίνεται ότι καταλάμβανε τη μεγαλύτερη έκτασή του. Η χρονική αυτή περίοδος της αλλαγής συμπίπτει με την εποχή της μάχης του Μαραθώνα, δυστυχώς όμως δεν μπορεί να υπάρξει μια περισσότερο ακριβής χρονολόγηση. Πάντως, είτε η μάχη του Μαραθώνα αντιστοιχεί στο τέλος της ενότητας Β είτε στην αρχή της Γ, εκείνο που σε γενικές γραμμές μπορεί να ειπωθεί είναι ότι η πεδιάδα ήταν ένα ασταθές έλος με εποχιακή ξήρανση των περιφερειακών περιοχών και συχνές πλημμύρες κατά τη διάρκεια των υγρών περιόδων. Το συμπέρασμα αυτό είναι σε συμφωνία και με τα αποτελέσματα της μελέτης των Μαργώνη κ.ά. (2002).

Η μετατροπή σε αλλουβιακή πεδιάδα ίσως οφείλεται στη συνεχή αύξηση των βροχοπτώσεων, αφού αυτή η περίοδος απόθεσης σηματοδοτείται από μια σταθερή τροφοδοσία και όχι από επεισοδιακές χονδρόκοκκες αλλουβιακές αποθέσεις. Μετά την περίοδο αυτήν η προσφορά ιζήματος στην πεδιάδα περιορίστηκε. Η προσφορά ιζήματος ήταν περιστασιακή, γεγονός που επέτρεψε

την επικράτηση εδαφογενετικών συνθηκών. Η λεπτή ισορροπία μεταξύ της ανόδου της θαλάσσιας στάθμης και των ρυθμών ιζηματογένεσης μπορεί να εξηγηθεί από την επικράτηση λιγότερο ακραίων συνθηκών σε σχέση με αυτές των παλαιότερων φάσεων (βλ. Bintliff 1982), και γενικά συνθηκών μεγαλύτερης ξηρασίας σε σχέση με την προηγούμενη «Subboreal» περίοδο.

Συμπεράσματα

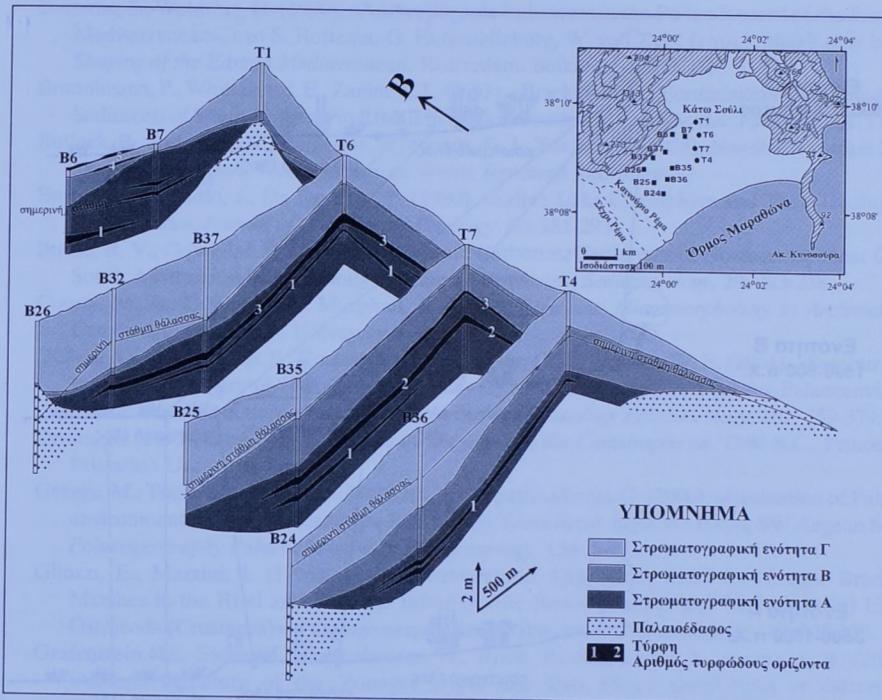
Στην ακολουθία των ιζημάτων του Μέσου-Ανώτερου Ολόκαινου στην περιοχή του Σχινιά στον Μαραθώνα αναγνωρίστηκαν τρεις στρωματογραφικές ενότητες (Εικ. 8). Πρόκειται για αποθέσεις λιμνοθάλασσας και παραθαλάσσιου έλους που σχετίζονται με τη μείωση του ρυθμού ανόδου της θαλάσσιας στάθμης. Οι κλιματολογικές συνθήκες, η θαλάσσια στάθμη καθώς και τα ιζηματολογικά χαρακτηριστικά των τριών αυτών ενοτήτων δίνονται στον Πίν. 2.

Η στρωματογραφική ενότητα Α αποτέθηκε κατά το χρονικό διάστημα μεταξύ 3500 π.Χ. και 1500 π.Χ. και αποτελείται από τυπικά μεσο-ολιγόαλα ανθρακικά ιζήματα που αποτέθηκαν σε περιβάλλον λιμνοθάλασσας (Εικ. 9). Το βάθος της λιμνοθάλασσας απόθεσης των ιζημάτων της ενότητας αυτής δεν ξεπέρασε ποτέ τα μερικά μέτρα. Στα ανώτερα τμήματα της ενότητας αυτής το περιβάλλον κοντά στην ακτή δείχνει αρκετές χαμηλές και υψηλές στάθμες (low stands - high stands) που αποδίδονται σε μεταβολές του ρυθμού ανόδου της σχετικής θαλάσσιας στάθμης. Κατά τη διάρκεια των περιόδων υψηλής στάθμης λάμβανε χώρα συγκέντρωση πελοειδούς χαροφυτικής ιλύος, ενώ κατά τη διάρκεια των περιόδων χαμηλής στάθμης σχηματίζονταν εκτεταμένα έλη σε υπερπαιροεικό περιβάλλον. Επιπλέον, «framboïdal» σιδηροπυρίτης και εβαπορίτες σχηματίζονταν σε ένα περιβάλλον περιοδικά ανοξικό, θειούχο και χαρακτηριζόμενο από ισχυρή εξάτμιση και ταυτόχρονη εισροή γλυκών νερών (schizohaline). Στις περιοχές που βρίσκονταν πλησιέστερα στο κέντρο της λιμνοθάλασσας είχαμε την απόθεση απολιθωματοφόρου λιμνοθάλασσας ανθρακικής ιλύος

Πίνακας 2.

Περιβάλλον απόθεσης, τύπος ιζηματογένεσης και κλιματολογικές συνθήκες κατά το σχηματισμό των τριών στρωματογραφικών ενοτήτων

Στρωματογραφική ενότητα	Ηλικία (έτη π.Χ.)	Κλίμα	Ιζηματογένεση	Περιβάλλον απόθεσης
A	3500-1500	Θερμό και ξηρό (με υγρά διαστήματα) (ισχυρά εποχιακό)	Ανθρακική ιλύς	Λιμνοθάλασσα
B	1500-500	Περισσότερο εύκρατο και υγρό.	Ανθρακική-κλαστική αργιλοϊλύς	Περιοδική λιμνοθάλασσα
Γ	500-σήμερα	Συνθήκες εύκρατου ξηρού κλίματος	Κλαστική	Υγρότοπος



Εικόνα 8.

Στερεοδιάγραμμα στο οποίο απεικονίζεται η στρωματογραφία των ιζημάτων του Μέσου-Ανώτερου Ολόκαινου της πεδιάδας του Μαραθώνα

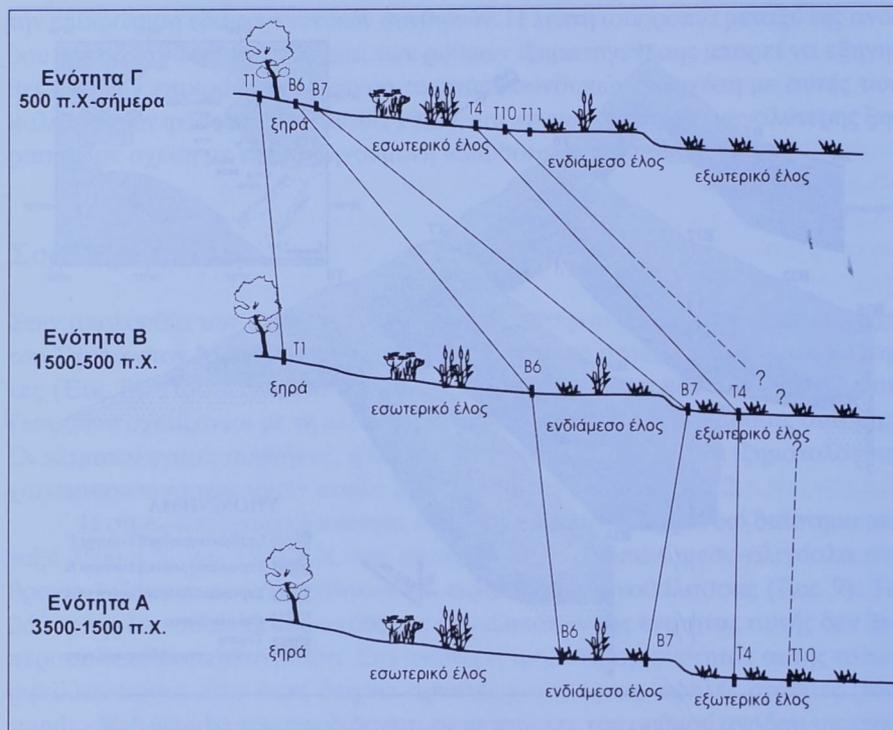
σε ένα ολιγόαλο περιβάλλον. Αυτή η περίοδος που προσδιορίζεται στην «Subboreale» περίοδο ερμηνεύεται με την επικράτηση ενός θερμού και ισχυρά εποχιακού κλίματος, ενώ σημαντική ήταν η επίδραση των εισροών γλυκού νερού από τις γύρω πηγές.

Η στρωματογραφική ενότητα Β αποτελείται από ανθρακική και κλαστική αργιλοίλυ που αποτέθηκε κατά τη χρονική περίοδο 1500 π.Χ. - 500 π.Χ. περίπου (Εικ. 9). Κατά τη διάρκεια της περιόδου αυτής λάμβανε χώρα απόθεση ελώδους ασβεστιτικής ιλύς σε συνδυασμό με ιλύ και άργιλο ποτάμιας προέλευσης σε ένα ολιγο-μεσόαλο περιβάλλον γλυκών νερών. Συχνά παρατηρήθηκε εκτεταμένη υποαέρια έκθεση της πεδιάδας (χέρσευση) καθώς και ο σχηματισμός ενός λεπτού στρώματος τύρφης κατά τη διάρκεια του τέλους του χρονικού διαστήματος απόθεσης της ενότητας αυτής. Αυτή η περίοδος χαρακτηρίζεται από την επικράτηση ενός υγρότερου και πιθανά πιο εύκρατου κλίματος.

Η ανώτερη στρωματογραφική ενότητα Γ συνίσταται κυρίως από ποτάμιες αποθέσεις και αντιστοιχεί στη χρονική περίοδο από το 500 π.Χ. περίπου μέχρι τις ημέρες μας. Στο κέντρο της λιμνοθάλασσας παρατηρούνται αρκετές εναλλαγές μεταξύ ενός ελώδους περιβάλλοντος και ενός περιβάλλοντος αλλουβιακής πεδιάδας. Το παλαιοπεριβάλλον απόθεσης της ενότητας αυτής μπορεί να χαρακτηριστεί ως ένας υγρότοπος πολύ μικρού βάθους που συχνά χέρσευε και κυρίως είχε επιδράσεις από εισροές γλυκών νερών (Εικ. 9). Οι κλιματολογικές συνθήκες αυτής της περιόδου ήταν μάλλον ξηρότερες.

Όλη η ακολουθία των ιζημάτων είναι μια τυπική ακολουθία που εμφανίζει μια μείωση του βάθους απόθεσης προς τα ανώτερα τμήματα με αρκετούς μικρότερους κύκλους χέρσευσης. Οι οριζόντες τύρφης δείχνουν μια άνοδο της θαλάσσιας στάθμης κατά περίπου 2,5 έως 3 μ. για τη χρονική περίοδο από το 3500 π.Χ. έως τις ημέρες μας. Επιπλέον, εκτιμάται μια τεκτονική ανύψωση της πεδιάδας με ρυθμό περίπου 0,4-0,5 χιλ. ανά έτος για το διάστημα 3500 π.Χ. - 700

Εικόνα 9.
Σκαρίφημα που αναπαριστά
τα παλαιοπεριβάλλοντα
που επικρατούσαν στην πεδιάδα
του Μαραθώνα κατά τις χρονικές
περιόδους απόθεσης των ιζημάτων
των στρωματογραφικών
ενοτήτων Α, Β και Γ αντίστοιχα



μ.Χ. Ο ρυθμός αυτός είναι λίγο μικρότερος από τα 0,6-0,7 χιλ. ανά έτος, που είναι ο προτεινόμενος ρυθμός μεταβολής της σχετικής θαλάσσιας στάθμης για τα τελευταία 2000 έτη σύμφωνα με τον Lambeck (1996).

Συμπερασματικά, στην περιοχή του Σχηνιά η περιοχή από το 3500 π.Χ. και μετά δεν ήταν ποτέ θάλασσα. Αρχικά ήταν μία ρηχή λιμνοθάλασσα και μετά το 1500 π.Χ. εξελίχθηκε σε παραθαλάσσιο έλος. Μετά το 500 π.Χ. η περιοχή του έλους έγινε πιο ασταθής. Κατά την περίοδο της μάχης του Μαραθώνα η περιοχή ήταν ένα ασταθές έλος με εποχιακή ξήρανση των περιφερειακών περιοχών και συχνές πλημμύρες κατά τη διάρκεια των υγρών περιόδων.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Athersuch, J. (1979), «The Ecology and Distribution of the Littoral Ostracods of Cyprus», *Journal of Natural History*, 13: 135-160.
- Athersuch, J., Horne, D. J., Whittaker, J. E. (1989), «Marine and Brackish Water Ostracods (Superfamilies Cypridacea and Cytheracea). Keys and Notes for the Identification of the Species», *Synopses of the British Fauna (New series)*, τ. 43.
- Baeteman, C. (1985), «Late Holocene Geology of the Marathon Plain (Greece)», *Journal of Coastal Research*, 1: 173-185.
- Bintliff, J. L. (1982), «Palaeoclimatic Modelling of Environmental Changes in the East Mediterranean Region since the Last Glaciation», στο J. L. Bintliff, W. van Zeist (επιμ.), *Palaeoclimates Palaeoenvironment and Human Communities in the Eastern Mediterranean Region in Later Prehistory*, BAR International Series 133, σ. 485-527.
- Bird, E. C. M. (2000), *Coastal Geomorphology: An Introduction*, New York: John Wiley & Sons.
- Boetechtel, J., Papadeas, G. (1968), «Tectonic Aerial Interpretation in the Mediterranean Region Exemplified by the Metamorphic Series at Eastern Greece, near Marathon», *Photogrammetria*, 26: 201-210.

- Bottema, S., Woldring, H. (1990), «Anthropogenic Indicators in the Pollen Record of the Eastern Mediterranean», στο S. Bottema, G. Entjes-Nieborg, W. van Zeist (επιμ.), *Man's Role in the Shaping of the Eastern Mediterranean*, Rotterdam: Balkema, σ. 219-230.
- Bronnimann, P., Whittaker, J. E., Zaninetti, L. (1992), «Brackish Water Foraminifera from Mangrove Sediments of Southwestern Viti Levu, Fiji Islands, Southwest Pacific», *Rev. Paleobiol.*, 11: 13-65.
- Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G. J., Tursina, T. (1985), *Handbook for Soil Thin Section Description*, Wolverhampton: Waine Research Publishers.
- Burne, R. V., Bauld, J., De Deckker, P. (1980), «Saline Lake Charophyte and Their Geological Significance», *Journal of Sedimentary Petrology*, 50: 281-293.
- Burne, R. V., Colwell, J. B. (1982), «Temperate Carbonate Sediments of Northern Spencer Gulf, South Australia: A High Salinity "Foramol" Province», *Sedimentology*, 29: 223-238.
- Courty, M. A., Goldberg, P., Macphail, R. (1989), *Soils and Micromorphology in Archaeology*, Cambridge: Cambridge University Press.
- Dellwig, O., Watermann, F., Brumsack, H.-J., Gerdes, G., Krumbein, W. E. (2001), «Sulphur and Iron Geochemistry of Holocene Coastal Peats (NW Germany): A Tool for Palaeoenvironmental Reconstruction», *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 167: 359-379.
- Drews, R. (1993), *Bronze Age: Changes in Warfare and the Catastrophe ca. 1200 B.C.*, Princeton: Princeton University Press.
- Geraga, M., Tsaila-Monopolis, St., Ioakim, Chr., Papatheodorou, G. (2000), «Evaluation of Palaeoenvironmental Changes during the Last 18,000 Years in the Myrtoon Basin, SW Aegean Sea», *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 156: 1-17.
- Gliozzi, E., Mazzini, I. (1998), «Palaeoenvironmental Analysis of Early Pleistocene Brackish Marshes in the Rieti and Tiberino Intrapenninic Basins (Latium and Umbria, Italy) Using Ostracods (Crustacea)», *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 140: 325-333.
- Grafenstein, U., Eicher, U., Erlenkeuser, H., Ruch, P., Schwander, J., Ammann, B. (2000), «Isotope Signature of the Younger Dryas and Two Minor Oscillations at Gerzensee (Switzerland): Palaeoclimatic and Palaeolimnologic Interpretation Based on Bulk and Biogenic Carbonates», *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 159: 215-229.
- Karkanas, P. (2002), «Micromorphological Studies in Greek Prehistoric Sites: New Insight in the Interpretation of the Archaeological Record», *Geoarchaeology*, 17: 237-259.
- Kendal, A. C., Harwood, G. M. (1996), «Marine Evaporites: Arid Shorelines and Basins», στο H. G. Reading (επιμ.), *Sedimentary Environment: Processes, Facies and Stratigraphy*, γ' έκδ., Oxford: Blackwell Science, σ. 281-324.
- Kraft, J. C. (1972), *A Reconnaissance of the Geology of the Sandy Coastal Areas of Eastern Greece and the Peloponnese - with Special Speculations on Middle-Late Helladic Paleogeography (3000-4000 Years before Present)*, Technical Report no 9. ONR N0014-69-A-0407, Research in the coastal and oceanic environment, Geography Branch, Office of Naval Research, CMS No. 2GL047.
- Kraft, J. C., Aschenbrenner, S. E., Rapp, G. J. (1977), «Paleogeographic Reconstruction of Coastal Aegean Archaeological Sites», *Science*, 195: 941-947.
- Kraft, J. C., Rapp, J. G., Aschenbrenner, S. E. (1980), «Late Holocene Paleogeography of the Coastal Plain of the Gulf of Messenia, Greece, and its Relationships to Archaeological Settings and Coastal Change», *Geological Society of America Bulletin*, 86: 1191-1208.
- Kuehl, A. S., Nittrouer, A. C., DeMaster, J. D. (1987), «Microfabric Study of Fine-Grained Sediments: Observations from the Amazon Subaqueous Delta», *Journal of Sedimentary Petrology*, 58: 12-23.
- Λόζιος, Σ. (1993), *Τεκτονική ανάλυση των μεταμορφωμένων σχηματισμών της βορειοανατολικής Αττικής*, διδακτορική διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Αθηνών.
- Lambeck, K. (1995), «Late Pleistocene and Holocene Sea-Level Change in Greece and Southwestern Turkey: A Separation of Eustatic, Isostatic and Tectonic Contributions», *Geophysical Journal International*, 122: 1022-1044.
- Lambeck, K. (1996), «Sea-Level Change and Shore Evolution in Aegean Greece since Upper Palaeolithic Time», *Antiquity*, 70: 588-611.
- Μαργώνη, Σ. (2002), *Περιβαλλοντική εξέλιξη-συγκρότηση της περιοχής του Σχηλιά της πεδιάδας του Μαραθώνα κατά το Ολόκαινο και ανθρωπογενείς επεμβάσεις για τη διαχείριση αυτής*, διατριβή ειδίκευσης, Τομέας Γεωλογίας, ΑΠΘ.
- Μαργώνη, Σ., Συρίδης, Γ., Ψιλοβίκος, Α., Τρώνσιος, Γ., Σταϊνχάουερ, Γ., Βουβαλίδης, Κ., Μουζούρη, Γ. (2002), «Η εξέλιξη του φυσικού περιβάλλοντος στην περιοχή του έλους του Σχηλιά του Μαραθώνα από την αρχαιότητα έως σήμερα», *Πρακτικά 6ου Πανελληνίου Γεωγραφικού Συνεδρίου, Θεσσαλονίκη, τόμ. Α', σ. 159-166.*
- Maroukian, H., Zamani, A., Pavlopoulos, K. (1993), «Coastal Retreat in the Plain Of Marathon (East Attica), Greece: Cause and Effects», *Geologica Balcanica*, 23: 67-71.

- Mazzini, I., Anadon, P., Barbieri, M., Castorina, F., Ferreli, L., Gliozzi, E., Mola, M., Vittori E. (1999), «Late Quaternary Sea-Level Changes along the Tyrrhenian Coast near Orbetello (Tuscany, Central Italy): Palaeoenvironmental Reconstruction Using Ostracods», *Marine Micropaleontology*, 37: 289-311.
- Neale, J. W. (1988), «Ostracods and Palaeosalinity Reconstructions», στο P. de Deckker, J.-P. Colin, J.-P. Peyrouquet (επιμ.), *Ostracoda in the Earth Sciences*.
- Paepe, R., van Overloop, E., Hatziotis, M. E., Thorez, J. (1984), «Desertification Cycles in Historical Greece», *Progress in Biometereology*, 3: 55-64.
- Pavlopoulos, K., Karkanias, P., Triantaphyllou, M., Karymbalis, E. (2003), «Climate and Sea-Level Changes Recorded in the Coastal Plain of Marathon, Greece», στο E. Fouache (επιμ.), *The Mediterranean World, Environment and History*, Paris: Elsevier, σ. 453-465.
- Pavlopoulos, K., Karkanias, P., Triantaphyllou, M., Karymbalis, E., Tsourou, Th., Palyvos, N. (2004), «Palaeoenvironmental Evolution of the Coastal Plain of Marathon, Greece, during the Late Holocene: Deposition Environment, Climate and Sea-Level Changes», *Journal of Coastal Research* (υπό δημοσίευση).
- Petrucci, F., Medioli, F. S., Cavazzini, R., Scott, D. B. (1983), «Evaluation of the Usefulness of Foraminifera as Sea-Level Indicators in the Venice Lagoon (N. Italy)», *Acta Naturalia de l'Ateneo Parmense*, 19: 63-77.
- Platt, N. H., Wright, V. P. (1992), «Palustrine Carbonates and the Florida Everglades: Towards an Exposure Index for the Fresh-Water Environment», *Journal of Sedimentray Petrology*, 62: 1058-1071.
- Roberts, L. (1989), *Holocene: An Environmental History*, New York: Basil Blackwell.
- Scott, D. B. (1977), *Distribution and Population Dynamics of Marsh-Estuarine Foraminifera with Applications to Relocating Holocene Sea-Levels*, διδακτορική διατριβή, Dalhousie University, Halifax.
- Scott, D. B., Medioli, F. S. (1978), «Vertical Zonations of Marsh Foraminifera as Accurate Indicators of Former Sea Levels», *Nature*, 272: 528-531.
- Scott, D. B., Medioli, F. S. (1980), «Quantitative Studies of Marsh Foraminiferal Distributions in Nova Scotia: Implications for Sea-Level Studies», *Cushman Found. for Foram. Res. Spec. Publ.*, 17: 1-58.
- Scott, D. B., Piper, D. J. W., Panagos A. G. (1979), «Recent Salt Marsh and Intertidal Mudflat Foraminifera from the Western Coast of Greece», *Riv. Ital. Paleontol.*, 85: 243-266.
- Serandrei Barbero, S. R., Albani, A. D., Zecchetto, S. (1997), «Palaeoenvironmental Significance of a Benthic Foraminiferal Fauna from an Archaeological Excavation in the Lagoon of Venice, Italy», *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 136: 41-52.
- Sokac, A. (1978), «Pleistocene Ostracode Fauna of the Pannonian Basin in Croatia», *Palaeont. Jugosl.*, 20: 1-51.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., Bard, E., Beck, J. W., Burr, G. S., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, F. G., v.d. Plicht, J., Spurk, M. (1998), «INTCAL98 radiocarbon age calibration 24,000-0 cal BP», *Radiocarbon*, 40: 1041-1083.
- Talbot, M. R., Allen, P. A. (1996), «Lakes», στο H. G. Reading (επιμ.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, γ' έκδ., Oxford: Blackwell Science, σ. 83-124.
- Tucker, E. M. (2003), *Sedimentary Rocks in the Field*, New York: John Wiley & Sons.
- Van Andel, T. H., Zangger, E. (1990), «Landscape Stability and Destabilisation in the Prehistory of Greece», στο S. Bottema, G. Entjes-Nieborg, W. van Zeist (επιμ.), *Man's Role in Shaping the Eastern Mediterranean Landscape*, Rotterdam: Balkema, σ. 139-157.
- Vella, C., Provensal, M. (2000), «Relative Sea-Level Rise and Neotectonic Events during the Last 6500 Years on the Southern Eastern Rhone Delta, France», *Marine Geology*, 170: 27-39.
- Wright, W. P., Burchette, T. P. (1996), «Shallow-Water Carbonate Environments», στο H. G. Reading (επιμ.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, γ' έκδ., Oxford: Blackwell Science, σ. 325-394.
- Ψιλοβίκος, Α. (2001), *Περιβαλλοντικές συνθήκες εξέλιξης της περιοχής κατασκευής του ολυμπιακού κωπηλατοδρομίου του Μαραθώνα από την αρχαιότητα μέχρι σήμερα*, Θεσσαλονίκη: Επιτροπή Ερευνών ΑΠΘ, Ερευνητικό Πρόγραμμα 20478.