ΔΕΛΤΙΟ
ΤΗΣ
ΕΛΛΗΝΙΚΗΣ
ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ
ΕΤΑΙΡΙΑΣ

ΤΟΜΟΣ XXXVI/2



VOLUME XXXVI/2

BULLETIN
OF THE
GEOLOGICAL
SOCIETY
OF GREECE



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2004

Σταυροδρόμι Γεωλογίας Ανάπτυξης Πολιτισμού

10ο ΔΙΕΘΝΕΣ ΣΥΝΕΔΡΙΟ

Ελληνική Γεωλογική Εταιρία

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 15 - 17 ΑΠΡΙΛΙΟΥ 2004

ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΕΚΠΑΙΔΕΥΣΗ, ΓΕΩΤΟΠΟΙ
ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΑ
ΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΑ
ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ
ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ
ΦΥΣΙΚΗ ΓΕΩΓΡΑΦΙΑ, ΩΚΕΑΝΟΓΡΑΦΙΑ

ΠΡΑΚΤΙΚΑ
PROCEEDINGS

GEOLOGY AND EDUCATION, GEOSITES
SEDIMENTOLOGY
PALEONTOLOGY
STRATIGRAPHY
REMOTE SENSING
PHYSICAL GEOGRAPHY, OCEANOGRAPHY



THESSALONIKI 2004

Crossroad of Geology Development Culture

10th INTERNATIONAL CONGRESS

Geological Society of Greece

THESSALONIKI 15 - 17 APRIL 2004

10ο ΔΙΕΘΝΕΣ ΣΥΝΕΔΡΙΟ
ΤΗΣ
ΕΛΛΗΝΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ ΕΤΑΙΡΙΑΣ

Θεσσαλονίκη
15-17 Απριλίου 2004
Συνεδριακό Κέντρο Πανεπιστημίου Μακεδονίας

ΠΡΑΚΤΙΚΑ



PROCEEDINGS

10th INTERNATIONAL CONGRESS
OF
THE GEOLOGICAL SOCIETY OF GREECE

Thessaloniki,
April 15-17, 2004
University of Macedonia Conference Center

ΕΠΙΜΕΛΕΙΑ ΕΚΔΟΣΗΣ
Α. Φιλιππίδης
Γ. Χριστοφίδης
Α. Γεωργακόπουλος
Κ. Αλμπανάκης
Κ. Βουβαλίδης
Ν. Καντηράνης
Β. Μέλφος
Κ. Παπαζάχος

EDITORIAL BOARD
A. Filippidis
G. Christofides
A. Georgakopoulos
K. Albanakis
K. Vouvalidis
N. Kantiranis
V. Melfos
K. Papazachos

ΟΡΓΑΝΩΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

Πρόεδρος	**Ανέστης Φιλιππίδης** Καθηγητής, Κοσμήτορας Σ.Θ.Ε., Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.
Αντιπρόεδρος	**Νικόλαος Αρβανιτίδης** Δρ. Γεωλόγος, Διευθυντής Ι.Γ.Μ.Ε., Περιφερειακή Μονάδα Κεντρικής Μακεδονίας
Γενικός Γραμματέας	**Γεώργιος Χριστοφίδης** Καθηγητής, Πρόεδρος Τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ.
Ειδική Γραμματεία	**Κωνσταντίνος Βουβαλίδης** Λέκτορας, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ. **Αντώνιος Κορωναίος** Επίκουρος Καθηγητής, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ. **Σπύρος Νταμπίτζιας** Δρ. Γεωλόγος, Ι.Γ.Μ.Ε., Περιφερειακή Μονάδα Κ. Μακεδονίας **Κωνσταντίνος Παπαζάχος** Επίκουρος Καθηγητής, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ. **Τριαντάφυλλος Σολδάτος** Επίκουρος Καθηγητής, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.
Υποστήριξη	**Νικόλαος Καντηράνης** Δρ. Γεωλόγος, Σχολή Θετικών Επιστημών Α.Π.Θ. **Βασίλειος Μέλφος** Δρ. Γεωλόγος, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.
Ταμίας	**Ανδρέας Γεωργακόπουλος** Αναπληρωτής Καθηγητής, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.
Μέλη	**Κωνσταντίνος Αλμπανάκης** Επίκουρος Καθηγητής, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ. **Αρτέμιος Ατζέμογλου** Δρ. Γεωλόγος, Ι.Γ.Μ.Ε., Περιφερειακή Μονάδα Κ. Μακεδονίας **Γεώργιος Βαργεμέζης** Δρ. Γεωλόγος, Πρόεδρος Συλλόγου Ελλήνων Γεωλόγων, Παράρτημα Β. Ελλάδας **Σταμάτιος Δαφνής** Δρ. Γεωλόγος, Γεωτεχνικό Επιμελητήριο Ελλάδας (ΓΕΩΤ.Ε.Ε.) **Γεώργιος Ελευθεριάδης** Καθηγητής, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ. **Νικόλαος Ζούρος** Επίκουρος Καθηγητής, Τμήμα Γεωγραφίας, Πανεπιστήμιο Αιγαίου, ΓΕ-ΩΤ.Ε.Ε. **Σπυρίδων Παυλίδης** Καθηγητής, Αναπλ. Πρόεδρος Τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ. **Ευαγγελία Τσουκαλά** Επίκουρη Καθηγήτρια, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

ORGANIZING COMMITTEE

President	**Anestis Filippidis** Prof., Dean of the Faculty of Sciences, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki
Vice-President	**Nikolaos Arvanitidis** Dr., Director I.G.M.E., Central Macedonia Regional Unit
Secretary General	**Georgios Christofides** Prof., President of the School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki
Executive Secretariat	**Spyros Dabitzias** Dr., Geologist I.G.M.E., Central Macedonia Regional Unit **Antonios Koroneos** Assist. Prof., School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki **Constantinos Papazachos** Assist. Prof., School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki **Triantafyllos Soldatos** Assist. Prof., School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki **Constantinos Vouvalidis** Lecturer, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki
Support	**Nikolaos Kantiranis** Dr., Geologist, Faculty of Sciences, Aristotle Univ. of Thessaloniki **Vassilios Melfos** Dr., Geologist, School of Geology, Aristotle Univ. of Thessaloniki
Treasurer	**Andreas Georgakopoulos** Assoc. Prof., School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki
Members	**Constantinos Albanakis** Assist. Prof., School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki **Artemios Atzemoglou** Dr., Geologist, I.G.M.E., Central Macedonia Regional Unit **Stamatios Dafnis** Geologist, Geotechnical Chamber of Greece (GEOT.E.E.) **Georgios Eleftheriadis** Prof., School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki **Spyros Pavlides** Prof., Vice-President of the School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki **Evaggelia Tsoukala** Assist. Prof., School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki **Georgios Vargemezis** Dr., Geologist, President of the Greek Geologist Association, N. Greece Branch **Nikolaos Zouros** Assist. Prof., Department of Geography, Aegean University, Geotechnical Chamber of Greece (GEOT.E.E.)

ΔΙΟΙΚΗΤΙΚΟ ΣΥΜΒΟΥΛΙΟ ΤΗΣ ΕΛΛΗΝΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ ΕΤΑΙΡΙΑΣ

Πρόεδρος	Παύλος Μαρίνος, Καθηγητής Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου
Αντιπρόεδρος	Σπύρος Παυλίδης, *Καθηγητής Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης*
Γεν. Γραμματέας	Απόστολος Αλεξόπουλος, *Αναπληρωτής Καθηγητής Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών*
Ειδ. Γραμματέας	Δημήτριος Γαλανάκης, *Δρ. Γεωλόγος, Ι.Γ.Μ.Ε.*
Ταμίας	Ευγενία Μωραϊτη, *Γεωλόγος, Ι.Γ.Μ.Ε.*
Έφορος	Μωυσής Κουρουζίδης, *Δρ.Γεωλόγος, Γεωδυναμικό Ινστιτούτο Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών*
Μέλη	Χαράλαμπος Γεωργίου, *Γεωλόγος, Ι.Γ.Μ.Ε.*
	Χρυσάνθη Ιωακείμ, *Δρ. Γεωλόγος, Ι.Γ.Μ.Ε.*
	Κωνσταντίνος Παπαβασιλείου, *Επίκουρος Καθηγητής Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών*
	Θεοδώρα Ροντογιάννη, *Δρ. Γεωλόγος, Ι.Γ.Μ.Ε.*

COUNCIL OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF GREECE

President	Paul Marinos, *Professor, National Technical University of Athens*
Vice-President	Spyros Pavlides, *Professor, Aristotle University of Thessaloniki*
Secretary General	Apostolos Alexopoulos, *Assoc. Professor, National and Kapodistrian University of Athens*
Executive Secretary	Dimitrios Galanakis, *Dr. Geologist, I.G.M.E.*
Treasurer	Eugenia Moraiti, *Geologist, I.G.M.E.*
Trustee	Moisis Kourouzidis, *Dr. Geologist, Institute of Geodynamics, National Observatory of Athens*
Members	Charalampos Georgiou, *Geologist, I.G.M.E.*
	Chrysanti Ioakim, *Dr. Geologist, I.G.M.E.*
	Konstantinos Papanasileiou, *Assist. Professor, National and Kapodistrian University of Athens*
	Theodora Rondoyanni, *Dr. Geologist, I.G.M.E.*

ΚΡΙΤΕΣ

Η Οργανωτική Επιτροπή του Συνεδρίου ευχαριστεί θερμά τους παρακάτω συναδέλφους, οι οποίοι, στην ειδικότητά του ο καθένας, συνέβαλαν με τις κρίσεις των εργασιών στην καλύτερη παρουσίαση των Πρακτικών από άποψη δομής και περιεχομένου.

Kovacheva M.
Spassov N.
Stefanova M.
Αλεξούλη-Λειβαδίτη Α.
Αλμπανάκης Κ.
Αναγνώστου Χ.
Αντωνιάδης Π.
Αρβανιτίδης Ν.
Αστάρας Θ.
Βαβελίδης Μ.
Βαβλιάκης Ε.
Βαλλιανάτος Φ.
Βαργεμέζης Γ.
Βαφείδης Α.
Βελιτσέλος Ε.
Βουβαλίδης Κ.
Βουγιουκαλάκης Γ.
Βουδούρης Κ.
Βουδούρης Π.
Βούλγαρης Ν.
Γαλετάκης Μ.
Γεωργακόπουλος Α.
Γκανάς Α.
Γραμματικόπουλος Ι.
Δερμιτζάκης Μ.
Δημητριάδης Σ.
Δημόπουλος Γ.
Διαμαντής Ι.
Δρακάτος Γ.
Ελευθεριάδης Γ.
Ελευθερίου Ε.
Ζαμπετάκη-Λέκκα Α.
Θεοδουλίδης Ν.
Θεοδώρου Γ.
Ισπικούδης Ι.
Καββαδάς Μ.Ι.
Καλογεράς Ι.
Καμπέρης Ε.
Καντηράνης Ν.
Καραγεώργης Α.
Καρακαΐσης Γ.
Καρακίτσιος Β.
Καρακώστας Β.
Καρακώστας Θ.
Καραστάθης Β.
Καρμής Π.
Κασώλη-Φουρναράκη Α.
Καταγάς Χ.
Κατερινόπουλος Α.
Κατσάμπαλος Κ.-Β.
Κατσίκης Α.
Κελεπερτζής Α.
Κίλιας Αδ.
Κίλιας Στ.
Κολιός Ν.
Κοντοπούλου Δ.
Κορωναίος Α.
Κοτοπούλη Κ.
Κουκουβέλας Ι.
Κουμαντάκης Ι.
Κουφός Γ.
Κρεστενίτης Ι.
Κυρατζή Α.
Κωστόπουλος Δ.Κ.
Λαμπράκης Ν.
Λειβαδίτης Γ.
Λιάτη Α.
Λούης Ι.
Λουκογιαννάκης Μ.
Μαγγανάς Α.
Μακρόπουλος Κ.
Μαραγκός Γ.
Μάργαρης Β.
Μαρίνος Π.
Μαρκόπουλος Θ.
Μαρουκιάν Χ.
Μέλφος Β.
Μήτρακας Μ.
Μητρόπουλος Π.
Μιγκίρος Γ.
Μισαηλίδης Π.
Μισοπολινός Ν.
Μιχαήλ Κ.
Μιχαηλίδης Κλ.
Μουντράκης Δ.
Μπαλαφούτης Χ.
Μπασκούτας Ι.
Νταμπίτζιας Σπ.
Ντότσικα Ε.
Ντρίνια Χ.
Νυμφόπουλος Μ.
Ξειδάκης Γ.
Παναγιωτόπουλος Δ.
Παπαδημητρίου Ε.
Παπαδημητρίου Π.
Παπαδόπουλος Γερ.
Παπαδόπουλος Ταξ.
Παπαζάχος Β.
Παπαζάχος Κ.
Παπαϊωάννου Χρ.
Παπαμαρινόπουλος Σ.
Παπαναστασίου Δ.
Παυλίδης Σπ.
Παυλόπουλος Α.
Πέννας Π.
Περδικάτσης Β.
Πεταλάς Χ.
Πεχλιβάνογλου Κ.
Πιτιλάκης Κ.
Πλιάκας Φ.-Κ.
Πούλος Σ.
Ρόζος Δ.
Ροντογιάννη Θ.
Σαββαΐδης Α.
Σαμαρά Κ.
Σικαλίδης Κ.
Σκορδύλης Εμ.
Σολδάτος Τρ.
Σούλιος Γ.
Σταματάκης Μ.
Σταματόπουλος Λ.
Σταυρακάκης Γ.
Στουρνάρας Γ.
Συλλαίος Ν.
Συρίδης Γ.
Σφέικος Α.-Χ.
Σώκος Ε.
Τζανής Ε.
Τρώντσιος Γ.
Τσαΐλά-Μονοπώλη Σ.
Τσάπανος Θ.
Τσιαμπάος Γ.
Τσικούρας Β.
Τσιραμπίδης Α.
Τσόκας Γρ.
Τσουκαλά Ε.
Τσούρλος Π.
Τσώλη-Καταγά Π.
Φασουλάς Χ.
Φιλιππίδης Α.
Φουντούλης Ι.
Φυτίκας Μ.
Φωτειάδης Α.
Χαριστός Δ.
Χατζηγώγος Θ.
Χατζηδημητρίου Π.
Χατζηπαναγιώτου Κ.
Χρηστάνης Κ.
Χρηστάρας Β.
Ψιλοβίκος Αν.
Ψιλοβίκος Αρ.

REVIEWERS

The Organizing Committee of the 10th International Congress "Crossroad of Geology-Development-Culture" of the Geological Society of Greece would like to warmly thank the following colleagues for reviewing the Congress Proceedings.

Albanakis K.
Alexouli-Livaditi A.
Anagnostou Ch.
Antoniadis P.
Arvanitidis N.
Astaras T.
Balafoutis C.
Baskoutas I.
Charistos D
Christanis K.
Christaras V.
Dabitzias S.
Dermitzakis M.
Diamantis I.
Dimitriadis S.
Dimopoulos G.
Dotsika E.
Drakatos G.
Drinia H.
Eleftheriadis G.
Eleftheriou E.
Fasoulas C.
Filippidis A.
Fountoulis I.
Fytikas M.
Galetakis M.
Ganas A.
Georgakopoulos A.
Grammatikopoulos I.
Hatzidimitriou P.
Hatzigogos T.
Hatzipanagiotou C.
Ispikoudis I.
Kalogeras I.
Kamberis E.
Kantiranis N.
Karageorgis A.
Karakaisis G.
Karakitsios V.
Karakostas T.
Karakostas V.
Karastathis V.
Karmis P.
Kassoli-Fournaraki A.
Katagas C.
Katerinopoulos A.
Katsambalos K.-B.
Katsikis A.
Kavvadas M.I.
Kelepertzis A.
Kilias A.
Kilias S.
Kiratzi A.
Kolios N.
Kontopoulou D.
Koronaios A.
Kostopoulos D.K.
Kotopouli K.
Koufos G.
Koukouvelas I.
Koumantakis I.
Kovacheva M.
Krestenitis I.
Lambrakis N.
Liati A.
Livaditis G.
Louis I.
Loukogiannakis M
Magganas A.
Makropoulos K.
Maragos C.
Margaris V.
Marinos P.
Markopoulos T.
Maroukian C.
Melfos V.
Michael C.
Michailidis K.
Migiros G.
Misailides P.
Misopolinos N.
Mitrakas M.
Mitropoulos P.
Mountrakis D.
Nimfopoulos M.
Panagiotopoulos D.
Papadimitriou E.
Papadimitriou P.
Papadopoulos Ger.
Papadopoulos Tax.
Papaioannou C.
Papamarinopoulos S.
Papanastasiou D.
Papazachos K.
Papazachos V.
Pavlides S.
Pavlopoulos A.
Pehlivanoglou C.
Pennas P.
Perdikatsis V.
Petalas C.
Photiades A.
Pitilakis C.
Pliakas F.-C.
Poulos S.
Psilovikos An.
Psilovikos Ar.
Rontoyanni T.
Rozos D.
Samara C.
Savvaidis A.
Sfeikos A.-C.
Sikalidis C.
Silleos N.
Skordilis E.
Sokos E.
Soldatos T.
Soulios G.
Spassov N.
Stamatakis M.
Stamatopoulos L.
Stavrakakis G.
Stefanova M.
Stournaras G.
Syrides G.
Theodorou G.
Theodoulidis N.
Trontsios G.
Tsaila-Monopoli S.
Tsapanos T.
Tsiambaos G.
Tsikouras V.
Tsirambides A.
Tsokas G.
Tsoli-Kataga P.
Tsoukala E.
Tsourlos P.
Tzanis E.
Vafidis A.
Vallianatos F.
Vargemezis G.
Vavelidis M.
Vavliakis E.
Velitselos E.
Voudouris K.
Voudouris P.
Vougioukalakis G.
Voulgaris N.
Vouvalidis K.
Xeidakis G.
Zambetaki-Lekka A.

ΧΟΡΗΓΟΙ

Η Οργανωτική Επιτροπή του 10ου Διεθνούς Συνεδρίου της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας αισθάνεται την υποχρέωση να ευχαριστήσει θερμά τους παρακάτω χορηγούς, οι οποίοι στήριξαν οικονομικά το Συνέδριο και συνέβαλαν σημαντικά στην οργάνωση και πραγματοποίησή του.

- ΓΕΩΤΕΧΝΙΚΟ ΕΠΙΜΕΛΗΤΗΡΙΟ ΕΛΛΑΔΑΣ (ΓΕΩΤ.Ε.Ε.)
- ΟΠΑΠ Α.Ε.
- ΥΠΟΥΡΓΕΙΟ ΠΟΛΙΤΙΣΜΟΥ
- TITAN Α.Ε.
- ΔΗΜΟΣΙΑ ΕΠΙΧΕΙΡΗΣΗ ΗΛΕΚΤΡΙΣΜΟΥ Α.Ε.
- ΛΑΡΚΟ Γ.Μ.Μ.Α.Ε.
- MARATHON DATA SYSTEMS
- ΑΝΑΛΥΤΙΚΕΣ ΣΥΣΚΕΥΕΣ Α.Ε.
- GEOINFO
- ΝΟΜΑΡΧΙΑ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
- ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑΣ
- ΕΠΙΤΡΟΠΗ ΕΡΕΥΝΩΝ Α.Π.Θ.
- ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ (Σ.Θ.Ε.) Α.Π.Θ.
- ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ Α.Π.Θ.
- ΒΙΒΛΙΟΠΩΛΕΙΟ "ΕΡΑΣΜΟΣ"
- ΤΡΑΠΕΖΑ ΚΥΠΡΟΥ ΕΛΛΑΔΑΣ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η Οργανωτική Επιτροπή του 10ου Διεθνούς Γεωλογικού της Συνεδρίου «Σταυροδρόμι Γεωλογίας-Ανάπτυξης-Πολιτισμού» της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας, το οποίο πραγματοποιήθηκε στη Θεσσαλονίκη από τις 15 έως τις 17 Απριλίου 2004, βρίσκεται στην ευχάριστη θέση να παρουσιάσει, σε λιγότερο από ένα χρόνο από τη λήξη του Συνεδρίου τα Πρακτικά του. Το Συνέδριο ως γνωστό συνδιοργανώθηκε από το Τμήμα Γεωλογίας της Σχολής Θετικών Επιστημών του Α.Π.Θ., την Περιφερειακή Μονάδα Κ. Μακεδονίας του Ινστιτούτου Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών (Ι.Γ.Μ.Ε.) και το Γεωτεχνικό Επιμελητήριο Ελλάδος (ΓΕΩΤ.Ε.Ε).

Σκοπός του Συνεδρίου ήταν η παρουσίαση των νεότερων αποτελεσμάτων της γεωλογικής έρευνας, τόσο της βασικής όσο και της εφαρμοσμένης, στον Ελληνικό και τον ευρύτερο Μεσογειακό χώρο, η ανάδειξη της αναγκαιότητας και των προτεραιοτήτων της γεωλογικής επιστήμης, η επισήμανση προβλημάτων και η δρομολόγηση πολιτικών και λύσεων. Θέλουμε να πιστεύουμε ότι ο σκοπός και γενικότερα οι στόχοι του Συνεδρίου έχουν επιτευχθεί.

Οι εργασίες του Συνεδρίου χαρακτηρίστηκαν από ένα ευρύτατο φάσμα παρουσιάσεων οι οποίες κάλυψαν σχεδόν όλο το φάσμα των γεωλογικών θεμάτων. Ιδιαίτερη έμφαση δόθηκε σε θέματα αιχμής. Με 1020 εγγραφές, 367 παρουσιάσεις, 790 συγγραφείς, πάνω από 100 ξένους συναδέλφους από 16 χώρες και με μια, κατά τεκμήριο, άψογη οργάνωση, το 10ο Συνέδριο της Ε.Γ.Ε. θεωρείται ότι ξεπέρασε τον εαυτό του. Έδωσε μια άλλη διάσταση στα γεωλογικά δρώμενα όχι μόνο της Ελλάδας αλλά και των γειτονικών χωρών. Η συμβολή του στην ανάδειξη καίριων γεωλογικών θεμάτων είναι αναμφισβήτητη. Η Οργανωτική Επιτροπή του Συνεδρίου εργάστηκε συστηματικά και παρουσίασε στη γεωλογική κοινότητα της Ελλάδας ένα επιστημονικό συνέδριο άξιο της ιστορίας και της διαδρομής της Ε.Γ.Ε. Η επιτυχία όμως του Συνεδρίου δεν οφείλεται μόνο στην άρτια οργάνωσή του και στο πλήθος των συνέδρων και των παρουσιάσεων. Οφείλεται κυρίως στο κύρος των συνέδρων και το υψηλό επίπεδο των εργασιών τους.

Οι συμμετοχές στο Συνέδριο προήρχοντο από όλα τα Α.Ε.Ι. και πολλά Α.Τ.Ε.Ι. της χώρας, από ερευνητικά κέντρα και ινστιτούτα, από ιδιωτικές επιχειρήσεις και από ιδιώτες γεωλόγους. Σημαντικότατη ήταν η συμμετοχή στο Συνέδριο των μεταπτυχιακών φοιτητών οι οποίοι παρουσίασαν τα αποτελέσματα των ερευνών τους στα πλαίσια της εκπόνησης των διατριβών τους, αλλά και των προπτυχιακών φοιτητών οι οποίοι απλά το παρακολούθησαν.

Η παρουσία στην τελετή έναρξης του Συνεδρίου του Πρύτανη του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης κ. Ιωάννη Αντωνόπουλου, του Προέδρου του Γεωτεχνικού Επιμελητηρίου Ελλάδος κ. Γεώργιου Παπαβασιλείου, εκπροσώπων της Τοπικής Αυτοδιοίκησης, των στρατιωτικών και θρησκευτικών αρχών της Θεσσαλονίκης και του Νομάρχη Θεσσαλονίκης κ. Παναγιώτη Ψωμιάδη, ο οποίος και κήρυξε την έναρξη των εργασιών του Συνεδρίου, δείχνει αφ΄ ενός τη στήριξη του από τους φορείς της Θεσσαλονίκης και αφ' ετέρου εκφράζει την εμπιστοσύνη τους προς τους γεωεπιστήμονες της χώρας.

Ευχαριστούμε θερμά τον Πολιτιστικό Σύλλογο Μανδρακιωτών που με την παρουσία του χορευτικού τους συγκροτήματος έδωσαν μια διαφορετική νότα στην τελετή έναρξης του Συνεδρίου.

Η τελετή λήξης χαρακτηρίστηκε από ένα κλίμα ικανοποίησης και αισιοδοξίας ενώ η απονομή αναμνηστικής πλακέτας, από την Οργανωτική Επιτροπή του 10ου Συνεδρίου της Ε.Γ.Ε. και την Οργανωτική Επιτροπή του 5ου Συνεδρίου για τη Γεωλογία της Ανατολικής Μεσογείου, στην κυρία Γεωργία Πη-Piper, μέλος της Ε.Γ.Ε. και Καθηγήτριας στο Τμήμα Γεωλογίας του Πανεπιστημίου Saint Mary του Καναδά, για την προσφορά της στη Γεωλογία της Ελλάδος, τη φόρτισε συναισθηματικά.

Θεωρούμε υποχρέωσή μας να ευχαριστήσουμε όλους τους συντελεστές της επιτυχίας του 10ου Συνεδρίου της Ε.Γ.Ε. Ευχαριστούμε όλα τα μέλη της Οργανωτικής Επιτροπής και όλους τους φοιτητές που βοήθησαν στη διοργάνωση του. Ιδιαίτερα όμως θα θέλαμε να ευχαριστήσουμε τον Ταμία και τα μέλη των Ειδικών Γραμματειών, οι οποίοι με μια υποδειγματική συνεργασία, σήκωσαν αγόγγυστα το βάρος της διοργάνωσης του συνεδρίου και της ετοιμασίας των τόμων των Πρακτικών.

Ανδρέας Γεωργακόπουλος, Τριαντάφυλλος Σολδάτος, Κωνσταντίνος Παπαζάχος, Αντώνιος Κορωναίος, Κωνσταντίνος Βουβαλίδης, Βασίλειος Μέλφος, Νικόλαος Καντηράνης και Κωνσταντίνος Αλμπανάκης. Τους αξίζει ένα μεγάλο ευχαριστώ.

Οι τόμοι των Πρακτικών δεν θα μπορούσαν να έχουν τη σημερινή τους μορφή από άποψη επιστημονικού επιπέδου αν οι εργασίες που υποβλήθηκαν δεν κρινόντουσαν. Ευχαριστούμε όλους τους συναδέλφους οι οποίοι πρόθυμα διέθεσαν πολύτιμο χρόνο, ακόμη και στη διάρκεια των διακοπών του καλοκαιριού, για να κρίνουν τις εργασίες που τους στείλαμε.

Ευχαριστούμε τέλος τους χορηγούς και όσους γενικά βοήθησαν οικονομικά το Συνέδριο. Ιδιαίτερα ευχαριστούμε τους κ.κ. Ι. Αντωνόπουλο και Γ. Τσιότρα, Πρυτάνεις του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου και του Πανεπιστημίου Μακεδονίας, αντίστοιχα για τη διάθεση των χώρων τέλεσης του συνεδρίου, καθώς και τον κ. Γ. Παπαβασιλείου, Πρόεδρο του ΓΕΩΤ.Ε.Ε. για τη συνδρομή του Επιμελητηρίου στην εκτύπωση των τόμων των Πρακτικών.

Ο Πρόεδρος
Α. Φιλιππίδης

Ο Γεν. Γραμματέας
Γ. Χριστοφίδης

PROLOGUE

The Organizing Committee of the 10th International Congress "Crossroad of Geology-Development-Culture" of the Geological Society of Greece (G.S.G.), taken place in Thessaloniki from 15 to 17 of April 2004, has the pleasure to announce the publication of the Congress's Proceedings. As it is known the Congress was co-organized by the School of Geology of the Aristotle University of Thessaloniki, the Institute of Geological and Mineral Exploration (Regional Unit of Central Macedonia), and the Geotechnical Chamber of Greece.

The primary goal of the Congress was the presentation of the recent advances in Geosciences, both basic and applied, in the Hellenic and broader Mediterranean area, and through them to make known the necessity and the priorities of the geological science, the detection of problems and the ways of solving them, and the application of policies. We are sure that this goal has been achieved.

The works of the Congress covered nearly the whole spectrum of the geological topics and characterized it as a high level well-organized Congress. The 1020 registrations, the 367 presentations, the 790 authors, and the more than 100 foreign participants from 16 countries confirm this characterization. The success, however, of the Congress is due not only to the number of participants and presentations but mainly to the prestige of the participants and the high level of their works. Participants were from all Greek Universities, Technological Institutes, Research Institutes, and private companies. One important and promising thing, however, we have to stress was the participation of young scientists and post-graduate students who presented the results of their research and theses.

Both the opening and closing ceremonies have been characterized by an atmosphere of hopefulness and satisfaction. In addition, the award of a commemorative plaque to Prof. Georgia Pe-Piper (Department of Geology, Saint Mary's University, Halifax, Canada) in recognition for her contribution to the geology of Greece, charged the atmosphere emotionally.

The Organizing Committee worked hard and systematically and offered the geological community a scientific Congress worthy of the history and course of G.S.G. We would like to thank all members of the Organizing Committee and the students who helped and contributed to the excellent organisation of the Congress. The Proceeding volumes could not have had their present form regarding their scientific standard if the papers submitted had not been reviewed. We are grateful to all colleagues who offered their time, even during summer vacations, to review the papers. We are also grateful to the sponsors and all those who in any way supported financially the Congress. Particular thanks are due to Prof. I. Antonopoulos and Prof. G. Tsiotras, Rectors of Aristotle University and University of Macedonia, Thessaloniki, correspondingly for offering the lecture rooms and Aulas. We also thank Mr. G. Papavasiliou, President of the Geotechnical Chamber of Greece, for the significant contribution of the Chamber to the printing of the Proceedings.

The President
A. Filippidis

Secretary General
G. Christofides

ΕΝΟΤΗΤΕΣ - TOPICS

ΤΟΜΟΣ 1 – VOLUME 1

Βιομηχανικά Ορυκτά και Πετρώματα	Industrial Minerals and Rocks	1
Γεωχημεία	Geochemistry	139
Περιβαλλοντική Γεωλογία	Environmental Geology	205
Ενεργειακές πρώτες ύλες	Energy Resources	273
Κοιτασματολογία	Economic Geology	349
Ορυκτολογία	Mineralogy	435
Πετρολογία	Petrology	481

ΤΟΜΟΣ 2 – VOLUME 2

Γεωλογία και εκπαίδευση, Γεώτοποι	Geology and Education, Geosites	625
Ιζηματολογία	Sedimentology	659
Παλαιοντολογία	Paleontology	733
Στρωματογραφία	Stratigraphy	801
Τηλεπισκόπηση	Remote Sensing	875
Φυσική γεωγραφία, Ωκεανογραφία	Physical Geography, Oceanography	949

ΤΟΜΟΣ 3 – VOLUME 3

Αρχαιομετρία, Γεωαρχαιολογία	Archaeometry, Geoarchaeology	1111
Γεωθερμία	Geothermy	1181
Εφαρμοσμένη Γεωφυσική	Applied Geophysics	1193
Πληροφορική στις Γεωεπιστήμες	Informatics in Geosciences	1327
Σεισμολογία	Seismology	1355

ΤΟΜΟΣ 4 – VOLUME 4

Τεκτονική	Structural Geology	1539
Τεχνική γεωλογία	Engineering Geology	1727
Υδρογεωλογία	Hydrogeology	1943

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ - CONTENTS

ΤΟΜΟΣ 1 - VOLUME 1

Βιομηχανικά Ορυκτά και Πετρώματα - Industrial Minerals and Rocks

Γαλανάκης Δ. και Βιδάκης Μ. 2
ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ ΚΑΙ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΔΟΜΗΣ ΣΤΗΝ ΠΑΡΑΓΩΓΗ ΛΑΤΟΜΙΚΩΝ ΠΡΟΪΟΝΤΩΝ(ΑΣΒΕΣΤΙΤΙΚΩΝ ΜΑΡΜΑΡΩΝ) ΣΤΑ ΤΑΛΑΙΑ ΟΡΗ (ΒΟΡΕΙΑ–ΚΕΝΤΡΙΚΗ ΚΡΗΤΗ)

Ηλιάδου Σ., Τσιραμπίδης Α., Κασώλη–Φουρναράκη Α. και Μιχαηλίδης Κ. 10
ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΗ ΚΑΙ ΓΕΩΧΗΜΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΑΝΘΡΑΚΙΚΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΒΑΦΕΙΟΧΩΡΙΟΥ ΚΙΛΚΙΣ

Καστρινάκη Α., Τσιραμπίδης Α., Μιχαηλίδης Κ. και Τρώντσιος Γ. 19
ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΠΗΛΟΛΙΘΙΚΩΝ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΩΝ ΚΑΙ ΚΑΤΑΛΛΗΛΟΤΗΤΑ ΑΥΤΩΝ ΓΙΑ ΤΗΝ ΚΑΤΑΣΚΕΥΗ ΚΕΡΑΜΙΚΩΝ ΠΡΟΙΟΝΤΩΝ

Μαρκόπουλος Θ., Τριανταφύλλου Γ. και Μανούτσογλου Ε. 28
ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΒΙΟΓΕΝΩΝ ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΩΝ ΑΠΟ ΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΧΑΙΡΕΘΙΑΝΑ ΤΗΣ ΔΥΤΙΚΗΣ ΚΡΗΤΗΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΠΑΡΑΓΩΓΗ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ ΑΣΒΕΣΤΟΥ

Νταγκουνάκη Κ., Κασώλη-Φουρναράκη Α., Τσιραμπίδης Α. και Σικαλίδης Κ. 34
ΑΝΘΡΑΚΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΗΣ ΚΟΖΑΝΗΣ ΚΑΙ ΔΥΝΑΤΟΤΗΤΑ ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗΣ ΤΟΥΣ ΣΤΗΝ ΥΑΛΟΥΡΓΙΑ, ΣΤΗΝ ΑΠΟΜΑΚΡΥΝΣΗ ΟΞΙΝΩΝ ΑΕΡΙΩΝ ΚΑΙ ΣΤΗ ΜΕΤΑΛΛΟΥΡΓΙΑ

Σικαλίδης Κ. και Καραγιαννίδης Ν. 43
ΧΡΗΣΙΜΟΠΟΙΗΣΗ ΟΡΥΚΤΩΝ ΠΡΩΤΩΝ ΥΛΩΝ ΚΑΙ ΜΙΓΜΑΤΩΝ ΤΟΥΣ ΩΣ ΕΔΑΦΟΒΕΛΤΙΩΤΙΚΩΝ

Τσιραμπίδης Α. 53
Η ΧΡΗΣΗ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΜΕΝΩΝ Ή ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ ΣΤΗΝ ΠΑΡΑΣΚΕΥΗ ΤΡΟΦΙΜΩΝ, ΦΑΡΜΑΚΩΝ, ΚΑΛΛΥΝΤΙΚΩΝ ΚΑΙ ΑΛΛΩΝ ΠΡΟΪΟΝΤΩΝ

Χατζηπαναγής Ι. και Βουγιούκας Δ. 63
Η ΣΗΜΑΣΙΑ ΤΗΣ ΛΙΘΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΚΗΣ ΘΕΣΗΣ ΚΑΙ ΤΗΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΣΤΟΝ ΕΝΤΟΠΙΣΜΟ ΚΑΙ ΤΗΝ ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗ ΤΩΝ ΔΟΛΟΜΙΤΙΚΩΝ ΜΑΡΜΑΡΩΝ ΤΟΥ ΟΡΟΥΣ ΦΑΛΑΚΡΟΥ

Christidis G., Sakellariou N., Repouskou E. and Markopoulos Th. 72
INFLUENCE OF ORGANIC MATTER AND IRON OXIDES ON THE COLOUR PROPERTIES OF A MICRITIC LIMESTONE FROM KEFALONIA

Dagounaki C., Sikalidis C., Kassoli-Fournaraki A. and Tsirambides A. 80
SUITABILITY OF THE KOZANI'S AREA (NW MACEDONIA, GREECE) CARBONATE ROCKS FOR THE CEMENT INDUSTRY AND AS AGGREGATES IN CONSTRUCTIONS

Kantiranis N., Stamatakis M., Filippidis A. and Squires C. 89
THE UPTAKE ABILITY OF THE CLINOPTILOLITIC TUFFS OF SAMOS ISLAND, GREECE

Lampropoulou P.G. and Katagas C. 97
MINERALOGICAL STUDY AND PROPERTIES OF MAGNESIA REFRACTORIES DERIVED FROM EVIAN MAGNESITE

Marica S. 103
QUATERNARY BASALTS FROM ROMANIA – CHARACTERISTICS AND NON-CONVENTIONAL USES

Marica S., Ciornei N. and Cetean V. 108
CLAYEY RAW MATERIALS FROM DOBROGEA, SOUTHERN ROMANIA, USING IN TRADITIONAL CERAMICS

Pavlidou S, Koroneos A., Papastefanou C., Christofides G., Stoulos S. and Vavelides M. 113
NATURAL RADIOACTIVITY OF GRANITES USED AS BUILDING MATERIALS IN GREECE

Psycharis V., Perdikatsis V. and Christidis G. 121
CRYSTAL STRUCTURE AND RIETVELD REFINEMENT OF ZEOLITE A SYNTHESIZED FROM FINE-GRAINED PERLITE WASTE MATERIALS

Tsolis-Katagas P. and Papoulis D. 130
PHYSICAL AND CHEMICAL PROPERTIES OF SOME GREEK KAOLINS OF DIFFERENT ENVIRONMENTS OF ORIGIN

Γεωχημεία - Geochemistry

Αρίκας Κ., Watzl V. and Goetz D. 140
ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΕΣ ΕΠΙΠΤΩΣΕΙΣ ΑΠΟ ΤΑ ΜΕΤΑΛΛΕΙΑ ΚΙΡΚΗΣ, ΠΕΡΙΟΧΗ ΑΛΕΞΑΝΔΡΟΥΠΟΛΗΣ

Βρυνιώτης Δ. και Παπαδοπούλου Κ. 150
Ο ΡΟΛΟΣ ΤΩΝ ΠΟΤΑΜΩΝ ΛΟΥΡΟΥ ΚΑΙ ΑΡΑΧΘΟΥ ΣΤΗΝ ΑΝΑΠΤΥΞΗ ΤΩΝ ΙΖΗΜΑΤΩΝ ΤΗΣ ΠΕΔΙΑΔΑΣ ΤΗΣ ΑΡΤΑΣ ΜΕ ΤΗ ΣΥΜΒΟΛΗ ΓΕΩΧΗΜΙΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ

Γασπαράτος Δ., Χαϊντούτη Κ., Ταρενίδης Δ. και Τσαγκαλίδης Α. 158
ΒΑΘΜΟΣ ΣΥΣΣΩΡΕΥΣΗΣ ΒΑΡΕΩΝ ΜΕΤΑΛΛΩΝ ΣΕ ΣΥΓΚΡΙΜΑΤΑ ΣΙΔΗΡΟΥ- ΜΑΓΓΑΝΙΟΥ ΕΔΑΦΩΝ ΜΕ ΑΤΕΛΗ ΣΤΡΑΓΓΙΣΗ

Κανελλοπούλου Γ., Περδικάτσης Β. και Φώσκολος Α. 164
ΓΕΩΧΗΜΙΚΗ ΚΑΙ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΩΝ ΙΖΗΜΑΤΩΝ ΤΟΥ ΚΟΛΠΟΥ ΤΗΣ ΕΛΕΥΣΙΝΑΣ-ΜΕΛΕΤΗ ΑΝΘΡΩΠΟΓΕΝΟΥΣ ΕΠΙΔΡΑΣΗΣ

Τσαουσίδου Π., Τσαγκαλίδης Α., Γκάρτζος Ε., Χαϊντούτη Κ., Γασπαράτος Δ. και Ταρενίδης Δ. 174
ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ Fe, Al, Cu, Co, Cr, Ni, Zn ΣΕ ΕΔΑΦΗ ALFISOLS ΤΟΥ ΝΟΜΟΥ ΚΙΛΚΙΣ ΠΟΥ ΣΧΗΜΑΤΙΣΘΗΚΑΝ ΣΕ ΓΑΒΒΡΟ

Bourliva A., Michailidis K., Sikalidis K. and Trontsios G. 182
REMOVAL OF LEAD (Pb^{+2}) AND ZINC (Zn^{+2}) FROM AQUEOUS SOLUTIONS BY ADSORPTION ON VERMICULITE FROM ASKOS AREA IN MACEDONIA (NORTHERN GREECE)

Dotsika E., Maniatis Y., Tzavidopoulos E., Poutoukis D. and Albanakis K. 192
HYDROGEOCHEMICAL CONDITION OF THE PIKROLIMNI LAKE (KILKIS, GREECE)

Gartzos E. 196
COMPARATIVE STABLE ISOTOPES STUDY OF THE MAGNESITE DEPOSITS OF GREECE

Περιβαλλοντική Γεωλογία - Environmental Geology

Μερτζάνης Α. και Παπαδόπουλος Α. 206
ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΕΣ ΕΠΙΠΤΩΣΕΙΣ ΑΠΟ ΤΗΝ ΚΑΤΑΣΚΕΥΗ ΚΑΙ ΛΕΙΤΟΥΡΓΙΑ ΕΡΓΩΝ ΟΔΟΠΟΙΙΑΣ, ΣΕ ΤΜΗΜΑΤΑ ΤΟΥ ΟΔΙΚΟΥ ΑΞΟΝΑ ΘΕΡΜΟΠΥΛΩΝ-ΝΑΥΠΑΚΤΟΥ

Μερτζάνης Α., Σκοτίδα Α., Ευθυμίου Γ. και Ζακυνθινός Γ. 216
ΔΙΑΧΡΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ ΚΑΤΑΣΤΑΣΗΣ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ (ΓΕΩΛΟΓΙΑ - ΓΕΩΜΟΡΦΕΣ) ΚΑΙ ΤΩΝ ΧΡΗΣΕΩΝ ΓΗΣ, ΣΕ ΑΡΓΟΥΝΤΑ ΛΑΤΟΜΕΙΑ ΤΟΥ ΠΕΝΤΕΛΙΚΟΥ ΟΡΟΥΣ (ΑΤΤΙΚΗ)

Μωραΐτης Δ., Χρηστίδης Γ., Keheyan Y., Akhalbedashvili L., Kekelidze N., Gerokyan R., Yeritsyan H. and Sargsyan H. 226
ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΠΡΟΣΡΟΦΗΣΗΣ ΚΑΙΣΙΟΥ ΚΑΙ ΣΤΡΟΝΤΙΟΥ ΣΕ ΤΡΟΠΟΠΟΙΗΜΕΝΟ ΚΛΙΝΟΠΤΙΛΟΛΙΘΟ ΜΕ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ ΗΛΕΚΤΡΟΝΙΩΝ ΚΑΙ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ ΓΑΜΜΑ

Περδικάτσης Β., Μανούτσογλου Ε., Σπάρταλη Ν., Μωραΐτης Δ. και Πεντάρη Δ. 236
ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑ ΥΓΡΩΝ ΑΠΟΒΛΗΤΩΝ ΕΛΑΙΟΥΡΓΕΙΩΝ ΣΕ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ ΔΙΑΦΟΡΟΥ ΛΙΘΟΛΟΓΙΑΣ

Τριανταφύλλου Γ. και Μανούτσογλου Ε. 246
Η ΣΥΜΒΟΛΗ ΤΗΣ ΑΣΒΕΣΤΟΥ ΣΤΗΝ ΑΝΤΙΜΕΤΩΠΙΣΗ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΩΝ ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΩΝ

Grigoriadou A., Georgakopoulos A., Schwarzbauer J., Kassoli-Fournaraki A., Filippidis A. and Papastergios G. 254
ORGANIC POLLUTANTS IN THE INDUSTRIAL AREA EAST OF KAVALA, NORTHERN GREECE

Papastergios G., Georgakopoulos A., Fernández-Turiel J.L., Jimeno D., Filippidis A., Kassoli-Fournaraki A. and Grigoriadou A. 263
HEAVY METALS AND TOXIC TRACE ELEMENTS CONTENTS IN SOILS OF SELECTED AREAS OF THE KAVALA PREFECTURE, NORTHERN GREECE

Ενεργειακές Πρώτες Ύλες - Energy Resources

Γαλετάκης Μ.Γ. και Παπανικολάου Κ. 274
ΑΝΑΠΤΥΞΗ ΜΕΘΟΔΟΥ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΕΠΙΔΡΑΣΗΣ ΤΩΝ ΕΝΔΙΑΜΕΣΩΝ ΑΓΟΝΩΝ ΣΤΡΩΜΑΤΩΝ ΣΤΗΝ ΠΟΙΟΤΗΤΑ ΤΟΥ ΛΙΓΝΙΤΗ ΠΟΥ ΕΞΟΡΥΣΣΕΤΑΙ ΑΠΟ ΠΟΛΥΣΤΡΩΜΑΤΙΚΑ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ

Φωκιανού Τ. 283
ΠΑΓΚΟΣΜΙΑ ΕΝΕΡΓΕΙΑΚΗ ΑΣΦΑΛΕΙΑ ΣΤΟΝ 21ο ΑΙΩΝΑ

Χαλάστρα Κ., Κολοβός Ν. και Μανωλιάδης Ο. 292
ΜΕΛΕΤΗ ΣΚΛΗΡΩΝ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΩΝ ΟΡΥΧΕΙΟΥ ΝΟΤΙΟΥ ΠΕΔΙΟΥ ΛΙΓΝΙΤΙΚΟΥ ΚΕΝΤΡΟΥ ΔΥΤΙΚΗΣ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ 2003-2009

Χατζηαποστόλου Α., Καλαϊτζίδης Σ, Παπαζησίμου Σ., Χρηστάνης Κ. και Βάγιας Δ. 300
ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΗ ΓΕΩΧΗΜΙΚΗ ΚΑΙ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΛΙΓΝΙΤΙΚΟΥ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΣ ΠΕΛΛΑΝΑΣ (Ν. ΛΑΚΩΝΙΑΣ)

Diamantopoulos A.A., Dimitrakopoulos D.D. and Fountoulis I.G. 310
QUATERNARY DEFORMATION OF THE MAVROPIGI LIGNITE FIELD (WESTERN MARGIN OF PTOLEMAIS-KOZANI GRABEN, NW MACEDONIA, GREECE)

Kantiranis N., Georgakopoulos A., Filippidis A. and Drakoulis A. 320
MINERALOGY AND ORGANIC MATTER CONTENT OF BOTTOM ASH SAMPLES FROM AGIOS DIMITRIOS POWER PLANT, GREECE

Proedrou P. and Papakonstantinou C.M. 327
PRINOS BASIN - A MODEL FOR OIL EXPLORATION

Siavalas G., Tsompanidou E., Kalaitzidis S., Bouzinos A. and Christanis K. 334
EARLY STAGES OF LIGNITE-FORMATION IN PTOLEMAIS BASIN - A COAL-PETROGRAPHIC APPROACH

Stefanova M. 342
MOLECULAR INDICATORS FOR TAXODIUM DUBIUM AS COAL PROGENITOR OF "CHUKUROVO" LIGNITE, BULGARIA

Κοιτασματολογία - Economic Geology

Κιτσόπουλος Κ.Π. και Παυλίδου Ε. 350
ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΩΝ ΧΡΥΣΟΥ. ΕΝΤΥΠΟΣ ΤΥΠΟΣ ΚΑΙ ΤΟΠΙΚΗ ΚΟΙΝΩΝΙΑ, ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΕΣ ΑΝΗΣΥΧΙΕΣ ΚΑΙ ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΙΣΜΟΙ. Η ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ ΤΗΣ ΘΡΑΚΗΣ

Κιτσόπουλος Κ.Π., Γιαννούλης Χ. και Χαϊδευτού Ε. 360
Η ΕΞΟΡΥΚΤΙΚΗ-ΜΕΤΑΛΛΕΥΤΙΚΗ-ΜΕΤΑΛΛΟΥΡΓΙΚΗ ΒΙΟΜΗΧΑΝΙΑ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ ΜΕΣΑ ΑΠΟ ΤΟΝ ΕΝΤΥΠΟ ΤΥΠΟ

Μιχαήλ Κ. και Δημήτρουλα Μ. 369
ΥΔΡΟΘΕΡΜΙΚΕΣ ΕΞΑΛΛΟΙΩΣΕΙΣ ΚΑΙ ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΙΕΣ ΤΩΝ ΕΠΙΘΕΡΜΙΚΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΠΕΤΡΩΤΩΝ (Δ. ΘΡΑΚΗ, ΕΛΛΑΣ)

Σερέλης Κ., Γκάρτζος Ε. και Τσαουσίδου Π. 377
ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΕΞΑΛΛΟΙΩΣΕΩΝ ΤΩΝ ΥΠΕΡΒΑΣΙΚΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΠΟΥ ΦΙΛΟΞΕΝΟΥΝ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ ΜΑΓΝΗΣΙΤΗ ΣΤΗ Β. ΕΥΒΟΙΑ

Σολωμός Χ., Βουδούρης Π. και Κατερινόπουλος Α. 387
ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΙΑΣ ΒΙΣΜΟΥΘΙΟΥ-ΧΡΥΣΟΥ-ΑΝΤΙΜΟΝΙΟΥ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΚΑΜΑΡΙΖΑΣ ΛΑΥΡΙΟΥ

Χατζηκύρκου Α. και Μιχαηλίδης Κ. 397
Η ΘΕΙΟΥΧΟΣ ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΙΑ ΣΤΙΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ ΕΠΤΑΔΕΝΔΡΟΥ ΚΑΙ ΡΑΧΗΣ ΤΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΡΟΔΟΠΗΣ

Bogdanov K., Tsonev D. and Popov K. 406
MINERAL ASSEMBLAGES AND GENESIS OF THE Cu-Au EPITHERMAL DEPOSITS IN THE SOUTHERN PART OF THE PANAGUYRISHTE ORE DISTRICT, BULGARIA

Michael C. 416
EPITHERMAL SYSTEMS AND GOLD MINERALIZATION IN WESTERN THRACE (NORTHERN GREECE)

Mladenova V., Kerestedjian T. and Dimitrova D. 424
THE BALKAN MOUNTAINS PALEOZOIC GOLD DEPOSITS

Ορυκτολογία - Mineralogy

Δήμου Ε. και Κούκουζας Κ. 436
ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΜΑΓΝΗΣΙΟΥΧΩΝ SKARNS ΜΕ ΚΛΙΝΟΧΟΥΜΙΤΗ ΣΤΗ ΘΕΣΗ ΟΜΕΡΛΙ ΑΓΚΙΣΤΡΟΥ Ν. ΣΕΡΡΩΝ

Καντηράνης Ν., Στεργίου Α.Χ., Φιλιππίδης Α. και Δρακούλης Α. 446
ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΤΟΥ ΠΟΣΟΣΤΟΥ ΤΟΥ ΑΜΟΡΦΟΥ ΥΛΙΚΟΥ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΠΕΡΙΘΛΑΣΙΟΓΡΑΜΜΑΤΩΝ ΑΚΤΙΝΩΝ-Χ

Μαραντος Ι., Κοσιάρης Γ., Καραντάση Σ., Περδικάτσης Β. και Χριστίδης Γ. 454
ΠΡΟΔΡΟΜΗ ΜΕΛΕΤΗ ΕΞΑΛΛΟΙΩΣΕΩΝ ΤΡΙΤΟΓΕΝΩΝ ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΚΛΑΣΤΙΚΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΑΣΠΡΟΥΛΑ, ΝΕΑ ΣΑΝΤΑ, Ν. ΡΟΔΟΠΗΣ

Παπαζησίμου Σ. και Καλαϊτζίδης Σ. 464
ΠΟΣΟΤΙΚΟΣ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΟΡΥΚΤΩΝ ΣΕ ΛΙΓΝΙΤΗ ΜΕ ΠΕΡΙΘΛΑΣΙΜΕΤΡΙΑ ΑΚΤΙΝΩΝ Χ ΚΑΙ ΧΡΗΣΗ ΑΝΙΧΝΕΥΤΗ ΣΤΑΘΕΡΗΣ ΘΕΣΗΣ (XRD-PSD)

Papoulis D., Tsolis-Katagas P. and Katagas C. 474
NEW FIND OF ZUNYITE IN ADVANCED ARGILLIC ALTERATION OF RHYOLITES, KOS ISLAND, SOUTH AEGEAN VOLCANIC ARC, GREECE.

Πετρολογία - Petrology

Αρίκας, Κ., Βουδούρης, Π., Kloos, R.M. και Tesch, Ch. 482
ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ-ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ ΚΑΙ Η ΜΕΤΑΛΛΟΓΕΝΕΣΗ ΤΩΝ ΗΦΑΙΣΤΙΤΩΝ ΤΗΣ ΤΑΦΡΟΥ ΤΩΝ ΠΕΤΡΩΤΩΝ/ΜΑΡΩΝΕΙΑ, Δ. ΘΡΑΚΗ

Βουδούρης, Π., Αρίκας, Κ. και Κατερινόπουλος Α. 492
ΜΟΛΥΒΔΟΥΧΟΙ "ΑΛΟΥΝΙΤΕΣ" ΣΕ ΖΩΝΕΣ ΕΞΑΛΛΟΙΩΣΗΣ ΕΠΙΘΕΡΜΙΚΩΝ ΚΑΙ ΠΟΡΦΥΡΙΤΙΚΩΝ ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΙΩΝ ΣΤΗ Δ. ΘΡΑΚΗ

Ζαχαριάδου Σ., Σολδάτος Τ. και Δημητριάδης Σ. 502
ΓΕΩΧΗΜΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΜΙΓΜΑΤΙΤΙΩΜΕΝΩΝ ΜΕΤΑΪΖΗΜΑΤΩΝ ΠΗΓΗΣ ΚΑΙ ΚΑΡΑΘΟΔΩΡΟΥ, ΣΥΜΠΛΕΓΜΑ ΓΕΥΓΕΛΗΣ, ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ, ΕΛΛΑΔΑ

Καστρινάκη Α., Τσιραμπίδης Α., Μιχαηλίδης Κ. και Τρώντσιος Γ. 511
ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΗ ΣΥΣΤΑΣΗ ΚΑΙ ΦΥΣΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΠΗΛΟΛΙΘΙΚΩΝ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΩΝ ΝΟΜΩΝ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ ΚΑΙ ΧΑΛΚΙΔΙΚΗΣ

Κατερινόπουλος Α., Βουδούρης Π. και Κανελλόπουλος Χ. 518
ΑΝΑΠΤΥΞΗ ΓΡΑΝΑΤΙΤΙΚΟΥ SKARN ΣΕ ΑΜΦΙΒΟΛΙΤΕΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΘΕΡΑΠΕΙΟΥ, ΤΟΥ ΝΟΜΟΥ ΕΒΡΟΥ

Κίλιας Σ., Βουδούρης Π., Κατερινόπουλος Α. και Καβούρη Σ. 526
ΜΕΛΕΤΗ ΡΕΥΣΤΩΝ ΕΓΚΛΕΙΣΜΑΤΩΝ ΣΕ ΑΛΠΙΝΟΤΥΠΟΥΣ ΧΑΛΑΖΙΕΣ ΑΠΟ ΔΙΑΚΛΑΣΕΙΣ ΤΟΥ ΠΕΝΤΕΛΙΚΟΥ ΟΡΟΥΣ

Ananiadis G., Vakalas I., Zelilidis A. and Tsikouras B. 534
PROVENANCE OF PINDOS FLYSCH DEPOSITS IN METSOVO AND FOURNA AREAS USING SCANNING ELECTRON MICROSCOPY AND MICROANALYSIS

Baziotis J., Mposkos E.and Perdikatsis V. 542
PRE-ALPINE MIGMATITIC ROCKS AND ACID TO INTERMEDIATE ORTHOGNEISSES IN PENTELIKON MOUNTAIN (NE ATTICA, GREECE)

Erić S., Milovanović D. and Babič D. 552
GARNETS OF MICA-SCHISTS FROM CRNI VRH AND RESAVSKI HUMOVI (SERBIA)

Mposkos E. and Krohe A. 558
NEW EVIDENCES OF THE LOW-P/HIGH-T PRE-ALPINE METAMORPHISM AND MEDIUM-P ALPINE OVERPRINT OF THE PELAGONIAN ZONE DOCUMENTED IN METAPELITES AND ORTHOGNEISSES FROM THE VORAS MASSIF, MACEDONIA, NORTHERN GREECE

Papadopoulou L., Christofides G., Koroneos A., Brocker M., Soldatos T. and Eleftheriadis G. 568
EVOLUTION AND ORIGIN OF THE MARONIA PLUTON, THRACE, GREECE

Pomoni-Papaioannou F., Karakitsios V., Kamberis E. and Marnelis F. 578
CHEVRON-TYPE HALITE AND NODULAR ANHYDRITE IN THE TRIASSIC SUBSURFACE EVAPORITES OF THE IONIAN ZONE (WESTERN GREECE)

Pomonis P., Tsikouras V. and Hatzipanagiotou K. 587
COMPARATIVE GEOCHEMICAL STUDY OF THE TRIASSIC TRACHYANDESITES OF GLYKOMILIA AND ALKALI BASALTS FROM THE KOZIAKAS OPHIOLITE MELANGE (W. THESSALY): IMPLICATIONS FOR THEIR ORIGIN

Resimić-Šarić K., Koroneos A., Cvetković V. and Balogh K. 597
ORIGIN AND EVOLUTION OF THE OPHIOLITIC COMPLEX OF ŽDRALJICA (CENTRAL SERBIA)

Vakalas I., Ananiadis G., Zelilidis A., Kontopoulos N. and Tsikouras B. 607
PROVENANCE OF PINDOS FORELAND FLYSCH DEPOSITS USING SCANNING ELECTRON MICROSCOPY AND MICROANALYSIS

Vaskovic N., Koroneos A., Christofides G., Sreckovic-Batocanin D. and Milovanovic D. 615
MINERALOGY AND PETROLOGY OF THE BRNJICA GRANITOIDS (EASTERN SERBIA)

ΤΟΜΟΣ 2 - VOLUME 2

Γεωλογία και Εκπαίδευση, Γεώτοποι - Geology and Education, Geosites

Θεοδοσίου-Δρανδάκη Ε. 626
ΕΚΠΑΙΔΕΥΤΙΚΟΣ ΟΔΗΓΟΣ ΓΙΑ ΒΙΝΤΕΟΤΑΙΝΙΑ «ΓΕΩΤΟΠΟΙ ΤΗΣ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑΣ ΚΑΙ ΘΡΑΚΗΣ, Η ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΜΑΣ ΚΛΗΡΟΝΟΜΙΑ»

Σκαρπέλης Ν., Ασημακοπούλου Α. και Μιχαλοπούλου Κ. 631
Η ΔΙΔΑΣΚΑΛΙΑ ΤΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΣΤΗ ΜΕΣΗ ΕΚΠΑΙΔΕΥΣΗ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ: ΜΙΑ ΔΙΑΧΡΟΝΙΚΗ ΘΕΩΡΗΣΗ ΚΑΙ ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ ΓΙΑ ΤΟ ΜΕΛΛΟΝ

Φέρμελη Γ. και Διακαντώνη-Μαρκοπούλου Α. 639
ΟΙ ΓΕΩΕΠΙΣΤΗΜΕΣ ΣΤΟ ΑΝΑΛΥΤΙΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΚΑΙ ΤΑ ΕΓΧΕΙΡΙΔΙΑ ΤΗΣ ΔΕΥΤΕΡΟΒΑΘΜΙΑΣ ΕΚΠΑΙΔΕΥΣΗΣ

Φέρμελη Γ. και Διακαντώνη-Μαρκοπούλου Α. 649
ΕΠΙΛΟΓΗ ΕΚΠΑΙΔΕΥΤΙΚΩΝ ΓΕΩΤΟΠΩΝ ΣΕ ΑΣΤΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ

Ιζηματολογία - Sedimentology

Καρκάνας Α.Π. και Κοντόπουλος Ν.Σ. 660
ΚΟΚΚΟΜΕΤΡΙΚΟ ΜΕΓΕΘΟΣ ΚΑΙ ΜΟΡΦΟΜΕΤΡΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΚΡΟΚΑΛΩΝ ΤΗΣ ΚΟΙΤΗΣ ΤΟΥ ΒΟΙΩΤΙΚΟΥ ΚΗΦΙΣΟΥ

Μπουζίνος Α. και Ιωακείμ Χ. 670
ΠΑΛΑΙΟΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ ΤΟΥ ΛΙΓΝΙΤΗ ΤΗΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ #53 ΤΗΣ ΝΕΟΓΕΝΟΥΣ ΛΕΚΑΝΗΣ ΑΛΜΥΡΟΥ, ΚΕΝΤΡΙΚΗ ΕΛΛΑΔΑ

Μπούζος Δ. και Κοντόπουλος Ν. 679
ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ ΣΤΗ ΛΙΜΝΟΘΑΛΑΣΣΑ ΤΟΥ ΚΑΪΑΦΑ (Δ/ΚΗ ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΣ)

Ananiadis G., Vakalas I., Kontopoulos N. and Zelilidis A. 689
HYDRAULIC AND STATISTICAL GRAIN-SIZE PARAMETERS OF PINDOS TURBIDITE DEPOSITS

Getsos K., Pomoni-Papaioannou F. and Zelilidis A. 699
TRIASSIC CARBONATE AND EVAPORITE SEDIMENTATION IN THE IONIAN ZONE (WESTERN GREECE): PALAEOGEOGRAPHIC AND PALAEOCLIMATIC IMPLICATION

Tsirambides A. 708
GENESIS AND PHYSICAL CHARACTERISTICS OF THE NEOGENE RED BEDS FROM THE CEDAR HILLS OF THESSALONIKI, MACEDONIA, GREECE

Vakalas I., Ananiadis G., Kontopoulos N. and Zelilidis A. 717
GRAIN SIZE STATISTICAL PARAMETERS AND PALAEOFLOW VELOCITY MEASUREMENTS OF THE TERTIARY PINDOS FORELAND BASIN TURBIDITES

Varti-Mataranga M. and Piper W.D.J. 725
QUATERNARY CALCARENITE ("POROS") OF MYKONOS, DELOS AND RHENIA, CYCLADES ISLANDS, GREECE

Παλαιοντολογία - Paleontology

Αντωνιάδης Π.Α. και Μαυρίδου Ε. 734
ΣΠΕΡΜΑΤΑ ΚΑΙ ΚΑΡΠΟΙ ΑΠΟ ΛΙΓΝΙΤΙΚΑ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ

Γεραγά Μ., Μυλωνά Γ., Τσαϊλά-Μονόπωλη Στ., Παπαθεοδώρου Γ. και Φερεντίνος Γ. 745
ΜΙΚΡΟΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΠΥΡΗΝΑ Z1 ΑΠΟ ΤΟ ΙΟΝΙΟ ΠΕΛΑΓΟΣ: ΠΡΩΤΑ ΠΑΛΑΙΟΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΚΑ-ΠΑΛΑΙΟΟΙΚΟΛΟΓΙΚΑ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Μανούτσογλου Ε. 754
Η ΜΕΣΟΖΩΙΚΗΣ ΗΛΙΚΙΑΣ ΕΚΤΕΤΑΜΕΝΕΣ ΣΠΟΓΓΟΑΠΟΙΚΙΕΣ ΣΤΗΝ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΜΕΝΗ ΟΜΑΔΑ ΤΩΝ ΠΛΑΚΩΔΩΝ ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΩΝ ΤΩΝ ΕΞΩΤΕΡΙΚΩΝ ΕΛΛΗΝΙΔΩΝ

Μαρκοπούλου-Διακαντώνη Α. και Λόγος Ε. 764
Η ΑΝΕΥΡΕΣΗ ΤΟΥ METAXYTHERIUM CUVIERI CHRISTOL ΣΤΑ ΙΖΗΜΑΤΑ ΤΟΥ ΜΕΙΟΚΑΙΝΟΥ ΤΗΣ ΣΗΤΕΙΑΣ ΚΡΗΤΗΣ

Drinia H., Antonarakou A. and Tsaparas N. 772
DIVERSITY AND ABUNDANCE TRENDS OF BENTIC FORAMINIFERA FROM THE SOUTHERN PART OF THE IRAKLION BASIN, CENTRAL CRETE

Drinia H., Antonarakou A., Tsaparas N., Dermitzakis M.D. and Kontakiotis G. 782
FORAMINIFERAL RECORD OF ENVIRONMENTAL CHANGES: PRE-EVAPORITIC DIATOMACEOUS SEDIMENTS FROM GAVDOS ISLAND, SOUTHERN GREECE.

Zambetakis-Lekkas A. and Kemeridou A. 792
LOFTUSIA CF. ANATOLICA HORIZON IN UPPER MAASTRICHTIAN LIMESTONES OF THE EASTERN GREECE PLATFORM (MOUNT PTOON, BOEOTIA, GREECE): PALAEOBIOGEOGRAPHICAL REMARKS

Στρωματογραφία - Stratigraphy

Αργυριάδης Ι. 802
ΑΝΩΚΡΗΤΙΔΙΚΗ ΕΠΙΚΛΥΣΗ ΣΤΟΥΣ ΟΦΕΙΟΛΙΘΟΥΣ ΒΟΡΕΙΑΣ ΠΙΝΔΟΥ. ΘΕΩΡΗΤΙΚΑ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Λόγος Ε. και Μαρκοπούλου-Διακαντώνη Α. 808
ΝΕΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΣΤΗ ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ ΤΩΝ ΝΗΣΙΩΝ ΣΤΡΟΦΑΔΩΝ (ΙΟΝΙΟ ΠΕΛΑΓΟΣ, Δ. ΕΛΛΑΔΑ)

Παπανικολάου Δ.Ι., Μπάση Ε.Κ., Κράνης Χ. και Δανάμος Γ. 816
ΠΑΛΑΙΟΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΛΕΚΑΝΟΠΕΔΙΟΥ ΑΘΗΝΩΝ ΑΠΟ ΤΟ ΑΝΩ ΜΕΙΟΚΑΙΝΟ ΕΩΣ ΣΗΜΕΡΑ

Τρίκολας Κ., Κοσκερίδου Ε., Τσουρού Θ., Ντρίνια Χ. και Αλεξούλη-Λειβαδίτη Α. 826
ΟΙ ΘΑΛΑΣΣΙΕΣ ΠΛΕΙΣΤΟΚΑΙΝΙΚΕΣ ΕΜΦΑΝΙΣΕΙΣ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΑΙΓΙΑΛΕΙΑΣ (Β. ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΣ)

Ananiadis G., Vakalas I., Zelilidis A. and Stoykova K. 836
PALAEOGEOGRAPHIC EVOLUTION OF PINDOS BASIN DURING PALEOGENE USING CALCAREOUS NANNOFOSSILS

Karakitsios V., Tsikos H., Van Breugel Y., Bakopoulos I. and Koletti L. 846
CRETACEOUS OCEANIC ANOXIC EVENTS IN WESTERN CONTINENTAL GREECE

Paepe R., Mariolakos I., Van Overloop E.S., Nassopoulou S., Hus J., Hatziotou M.E., Markopoulos T., Manutsoglu E., Livaditis G. and Sabot V. 856
QUATERNARY SOIL-GEOLOGICAL STRATIGRAPHY IN GREECE

Vakalas I., Ananiadis G., Kontopoulos N., Stoykova K. and Zelilidis A. 864
AGE DETERMINATION AND PALAEOGEOGRAPHIC RECONSTRUCTION OF PINDOS FORELAND BASIN BASED ON CALCAREOUS NANNOFOSSILS

Τηλεπισκόπηση - Remote Sensing

Αστάρας Θ., Βουβαλίδης Κ. και Οικονομίδης Δ. 876
ΟΡΙΟΘΕΤΗΣΗ-ΧΑΡΤΟΓΡΑΦΗΣΗ ΤΩΝ ΑΛΛΟΥΒΙΑΚΩΝ ΡΙΠΙΔΙΩΝ ΜΕ ΤΗ ΒΟΗΘΕΙΑ ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΩΝ ΕΙΚΟΝΩΝ LANDSAT/TM ΚΑΙ TERRA/ASTER

Ρόκος Ε. και Ανδρώνης Β. 885
ΧΡΗΣΗ GIS ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΩΝ ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗΣ ΓΙΑ ΤΗ ΜΕΛΕΤΗ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΩΝ: Η ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ ΤΗΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΤΑΦΡΟΥ ΣΗΤΕΙΑΣ

Φουμέλης Μ. και Βασιλάκης Ε. 894
ΑΠΟΚΛΙΣΕΙΣ ΜΕΤΑΞΥ ΜΕΘΟΔΩΝ ΕΚΤΙΜΗΣΗΣ ΤΩΝ ΚΛΙΣΕΩΝ ΚΑΙ Ο ΡΟΛΟΣ ΤΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΤΩΝ ΨΗΦΙΑΚΩΝ ΜΟΝΤΕΛΩΝ ΑΝΑΓΛΥΦΟΥ. ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΣΕ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ GIS

Foumelis M., Lekkas E. and Parcharidis I. 904
LANDSLIDE SUSCEPTIBILITY MAPPING BY GIS-BASED QUALITATIVE WEIGHTING PROCEDURE IN CORINTH AREA

Parcharidis Is., Lagios E. and Sakkas V. 913
DIFFERENTIAL INTERFEROMETRY AS A TOOL OF AN EARLY WARNING SYSTEM IN REDUCING THE VOLCANO RISK: THE CASE OF NISYROS VOLCANO

Psomiadis Em., Migiros G., Parcharidis Is. and Poulos S. 919
SHORT PERIOD CHANGE DETECTION OF SPERCHIOS LOWER DELTA AREA USING SPACE RADAR IMAGES

Stefouli M. and Tsombos P. 928
IDENTIFICATION AND MONITORING OF FRESH WATER OUTFLOWS IN COASTAL AREAS: PILOT STUDY ON PSAHNA AREA / EVIA ISLAND – GREECE

Voulgaris N., Parcharidis I., Pahoula M. and Pirlis E. 938
CORRELATION OF TECTONICS, SEISMICITY AND GEOTHERMICS OF LESBOS ISLAND USING REMOTE SENSING DATA AND GEOGRAPHICAL INFORMATION SYSTEMS

Αλμπανάκης Κ., Βουβαλίδης Κ., Κομματά Π. και Σπανού Σ. 950
ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΗ ΑΠΟΤΥΠΩΣΗ ΤΟΥ ΠΥΘΜΕΝΑ ΤΗΣ ΛΙΜΝΟΘΑΛΑΣΣΑΣ ΤΟΥ ΜΕΣΟΛΛΟΓΓΙΟΥ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΓΣΠ ΚΑΙ ΔΙΑΣΤΗΜΙΚΩΝ ΦΩΤΟΓΡΑΦΙΩΝ

Βερυκίου-Παπασπυριδάκου Ε., Μπαθρέλλος Γ. και Σκυλοδήμου Χ. 958
ΦΥΣΙΚΟΓΕΩΓΡΑΦΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ ΤΗΣ ΠΑΡΑΚΤΙΑΣ ΖΩΝΗΣ ΤΗΣ ΒΟΡΕΙΟΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΡΟΔΟΥ

Βερυκίου-Παπασπυριδάκου Ε., Σκυλοδήμου Χ. και Μπαθρέλλος Γ. 968
ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΤΩΝ ΜΕΤΑΒΟΛΩΝ ΤΟΥ ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΟΥ ΦΥΣΙΚΟΥ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΧΑΡΤΩΝ ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΗΣ ΧΡΟΝΟΛΟΓΙΑΣ ΕΚΔΟΣΗΣ. ΕΝΑ ΠΑΡΑΔΕΙΓΜΑ ΑΠΟ ΤΗΝ ΠΑΡΑΚΤΙΑ ΖΩΝΗ ΤΗΣ ΝΟΤΙΟΔΥΤΙΚΗΣ ΑΤΤΙΚΗΣ

Βρουχάκης Ι., Βουβαλίδης Κ., Σφέικος Α. και Μαργώνη Σ. 978
Η ΑΝΑΠΤΥΞΗ ΤΟΥ ΥΔΡΟΓΡΑΦΙΚΟΥ ΔΙΚΤΥΟΥ ΤΟΥ ΠΟΡΤΑΪΚΟΥ ΠΟΤΑΜΟΥ ΤΗΣ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ

Δελημάνη Π. και Ξειδάκης Γ. 988
ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΕΣ ΜΕΤΑΒΟΛΕΣ ΤΩΝ ΑΚΤΩΝ ΤΗΣ ΛΙΜΝΗΣ ΒΙΣΤΩΝΙΔΑΣ ΤΑ ΤΕΛΕΥΤΑΙΑ 170 ΧΡΟΝΙΑ

Δελημάνη Π. και Ξειδάκης Γ. 998
ΤΕΧΝΙΚΟΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΑ ΤΗΣ ΠΑΡΑΚΤΙΑΣ ΖΩΝΗΣ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΟΥ ΑΚΡΩΤΗΡΙΟΥ ΤΩΝ ΑΡΧΑΙΩΝ ΑΒΔΗΡΩΝ, Ν. ΞΑΝΘΗΣ

Λειβαδίτης Γ. και Αλεξούλη-Λειβαδίτη Α. 1008
ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ ΤΩΝ ΑΚΤΩΝ ΤΗΣ ΛΕΣΒΟΥ

Μπιζούρα Κ., Μανούτσογλου Ε. και Σπυρίδωνος Ε. 1018
ΑΠΕΙΚΟΝΙΣΗ ΜΕ Γ.Σ.Π. ΤΟΥ ΦΑΡΑΓΓΙΟΥ ΤΗΣ ΑΓΙΑΣ ΕΙΡΗΝΗΣ, ΣΤΙΣ ΝΟΤΙΕΣ ΠΑΡΥΦΕΣ ΤΩΝ ΛΕΥΚΩΝ ΟΡΕΩΝ, ΝΔ ΚΡΗΤΗ

Μπούζος Δ.Σ. και Κοντόπουλος Ν. 1026
ΩΚΕΑΝΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ ΣΤΗ ΛΙΜΝΟΘΑΛΑΣΣΑ ΤΟΥ ΚΑΪΑΦΑ (Δ/ΚΗ ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΣ)

Παυλίδης Θ., Δημητριάδης Ι., Γκαϊτατζής Β. και Τσιώρας Π. 1036
ΕΡΕΥΝΑ ΤΗΣ ΚΑΤΑΛΛΗΛΟΤΗΤΑΣ ΤΩΝ ΚΟΙΤΩΝ ΤΟΥ ΑΝΩ ΑΛΙΑΚΜΟΝΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΑΝΑΠΤΥΞΗ ΤΟΥ ΑΘΛΗΜΑΤΟΣ ΤΟΥ RAFTING

Παυλόπουλος Κ., Καρύμπαλης Ε., Καρκάνας Π., Παρλαμά Λ., Μάνος Ι., Τριανταφύλλου Μ. και Θεοχάρη Μ. 1044
ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΟΡΜΟΥ ΠΑΛΑΜΑΡΙΟΥ (ΒΟΡΕΙΟΑΝΑΤΟΛΙΚΗ ΣΚΥΡΟΣ) ΚΑΤΑ ΤΟ ΑΝΩΤΕΡΟ ΟΛΟΚΑΙΝΟ

Πεταλάς Χ., Πλιάκας Φ., Διαμαντής Ι. και Καλλιώρας Α. 1054
ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΤΩΝ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΕΩΝ ΚΑΙ ΤΗΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗΣ ΑΠΟΡΡΟΗΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΦΕΡΕΙΑ ΤΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑΣ ΚΑΙ ΘΡΑΚΗΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΠΕΡΙΟΔΟ 1964 - 1998

Σταματόπουλος Λ.Α., Κοντόπουλος Ν., Voltaggio M. και Branca M. 1064
ΧΡΟΝΟΛΟΓΗΣΗ ΜΕ ΤΗΝ ΜΕΘΟΔΟ ΤΟΥ U/Th ΣΕ ΘΑΛΑΣΣΙΕΣ/ΛΙΜΝΟΘΑΛΑΣΣΙΕΣ ΑΠΟΘΕΣΕΙΣ ΤΗΣ ΒΔ/ΚΗΣ ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΥ, ΕΛΛΑΔΑ

Τσουκαλάς Ν. και Παπαδοπούλου-Βρυνιώτη Κ. 1068
ΤΟ ΚΑΡΣΤ ΣΤΗΝ ΑΝΩ ΒΛΑΣΙΑ ΑΧΑΪΑΣ ΚΑΙ Η ΕΝΟΤΗΤΑ ΩΛΟΝΟΥ – ΠΙΝΔΟΥ ΩΣ ΠΑΡΑΓΟΝΤΑΣ ΔΙΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΑΥΤΟΥ

Albanakis K., Styllas M. and Yfantis V. 1077
VARIATIONS OF SEA LEVEL AND SEA SURFACE TEMPERATURE IN THE CALDERA OF SANTORINI ISLAND, SOUTHERN AEGEAN SEA

Lykoudi E. and Angelaki M. 1084
THE CONTRIBUTION OF THE MORPHOMETRIC PARAMETERS OF AN HYDROGRAPHIC NETWORK TO THE INVESTIGATION OF THE NEOTECTONIC ACTIVITY: AN APPLICATION TO THE UPPER ACHELOOS RIVER

Marabini F. και Μερτζάνης Α. 1093
THE LAGOON OF VENICE : ΔΙΑΧΡΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΩΝ ΥΔΡΟ-ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΩΝ ΔΙΕΡΓΑΣΙΩΝ, ΣΤΑ ΥΔΑΤΟΡΕΜΜΑΤΑ ΚΑΙ ΤΗ ΛΙΜΝΟΘΑΛΑΣΣΑ ΤΗΣ ΒΕΝΕΤΙΑΣ (ΙΤΑΛΙΑ)

Poulos S.E. and Drakopoulos P.G. 1103
CURRENT ACTIVITY IN THE THERMAIKOS GULF CONTINENTAL MARGIN, IN RELATION TO MODERN SEDIMENTATION PROCESSES.

ΤΟΜΟΣ 3 - VOLUME 3

Κοσιάρης Γ. και Μιχαήλ Κ. 1112
ΟΙ ΜΥΛΟΠΕΤΡΕΣ ΤΩΝ ΠΕΤΡΩΤΩΝ ΜΑΡΩΝΕΙΑΣ ΘΡΑΚΗΣ

Σοφιανοπούλου Α., Λαμπρόπουλος Β. και Καντηράνης Ν. 1120
ΜΕΛΕΤΗ ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΑΣ ΕΦΥΑΛΩΜΕΝΗΣ ΚΕΡΑΜΙΚΗΣ ΣΕ ΑΝΤΙΚΕΙΜΕΝΑ ΑΠΟ ΑΝΑΣΚΑΦΗ ΤΗΣ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

Aidona E., Scholger R. and Mauritsch H.J. 1129
NEW TECHNIQUES FOR SAMPLING AND CONSOLIDATION OF SEDIMENTS: APPLICATION TO BURNT SOILS FROM AN ARCHAEOLOGICAL SITE IN AUSTRIA

Cetean V. 1138
INFORMATION CONCERNING BUILDINGS CONTSRUCTION TECHNIQUES OF GETO-DACS IN THE 1ST MILLENIUM B.C.

Mariolakos E. and Mariolakos D. 1146
THE ARGON FIELD IN ARCADIA, THE SINKHOLE OF NESTANI VILLAGE, GOD POSEIDON AND THE SUBMARINE DINI SPRINGS IN ARGOLIC GULF (PELOPONNISOS, GREECE). A GEOMYTHOLOGICAL APPROACH OF THE POSEIDON BIRTH.

Maroukian H., Gaki-Papanastassiou K. and Piteros Ch. 1154
GEOMORPHOLOGICAL AND ARCHAEOLOGICAL STUDY OF THE BROADER AREA OF THE MYCENAEAN DAM OF MEGALO REMA AND ANCIENT TIRYNS, SOUTHEASTERN ARGIVE PLAIN, PELOPONNESUS

Melfos V. 1164
MINERALOGICAL AND STABLE ISOTOPIC STUDY OF ANCIENT WHITE MARBLE QUARRIES IN LARISA, THESSALY, GREECE

Pinarelli L. 1173
LEAD ISOTOPE CHARACTERIZATION OF COPPER INGOTS FROM SARDINIA (ITALY): INFERENCES ON THEIR ORIGINS

Γεωθερμία - Geothermy

Μπιρμπίλη Μ., Χρηστάνης Κ., Λαμπράκης Ν. και Καρύτσας Κ. 1182
ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΔΥΝΑΤΟΤΗΤΑΣ ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗΣ ΤΟΥ ΓΕΩΘΕΡΜΙΚΟΥ ΠΕΔΙΟΥ ΘΕΡΜΩΝ ΝΙΓΡΙΤΑΣ (Ν. ΣΕΡΡΩΝ)

Εφαρμοσμένη Γεωφυσική - Applied Geophysics

Αηδονά Ε., Κοντοπούλου Δ. και Scholger R. 1194
ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΠΑΝΑΠΡΟΣΑΝΑΤΟΛΙΣΜΟΥ ΠΥΡΗΝΩΝ ΓΕΩΤΡΗΣΕΩΝ : ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΕ ΠΥΡΗΝΕΣ ΙΖΗΜΑΤΩΝ ΑΠΟ ΤΗΝ Β. ΕΛΛΑΔΑ

Βαφείδης Α., Μανούτσογλου Ε., Hamdan H., Ανδρονικίδης Ν., Κουκαδάκη Μ., Κρητικάκης Γ., Οικονόμου Ν. και Σπανουδάκης Ν. 1204
ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗ ΣΤΟ ΟΡΟΠΕΔΙΟ ΟΜΑΛΟΥ, Ν. ΧΑΝΙΩΝ

Βαφείδης Α., Hamdan H., Ανδρονικίδης Ν., Δασύρας Α., Κρητικάκης Γ., Κουκαδάκη Μ., Κουμάκης Ν., Λαμπαθάκης Σ., Μανούτσογλου Ε., Οικονόμου Ν., Παπακωνσταντίνου Κ. και Σπανουδάκης Ν. 1214
ΣΥΜΒΟΛΗ ΤΗΣ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑΣ ΚΑΙ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ ΣΤΗΝ ΕΠΙΛΟΓΗ ΘΕΣΗΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΛΙΜΝΟΔΕΞΑΜΕΝΗΣ ΣΤΗΝ ΚΟΥΝΤΟΥΡΑ, Δ. ΠΕΛΕΚΑΝΟΥ, Ν. ΧΑΝΙΩΝ

Κάρμης Π., Βαργεμέζης Γ., Παπαδόπουλος Η. και Τσούρλος Π. 1224
ΗΛΕΚΤΡΟΜΑΓΝΗΤΙΚΗ ΜΕΘΟΔΟΣ ΠΑΡΟΔΙΚΩΝ ΠΕΔΙΩΝ ΣΤΗΝ ΕΡΕΥΝΑ ΤΟΥ ΓΕΩΘΕΡΜΙΚΟΥ ΠΕΔΙΟΥ ΑΡΙΣΤΙΝΟΥ ΑΛΕΞ/ΛΗΣ

Κρητικάκης Γ.Σ., Βαφείδης Α. and Gourry J.C. 1234
ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ RAYLEIGH ΚΑΙ ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΕ ΧΩΡΟ ΑΠΟΘΕΣΗΣ ΑΠΟΡΡΙΜΜΑΤΩΝ ΣΤΗ Β. ΙΤΑΛΙΑ ΚΑΙ ΣΤΗΝ ΒΙΟΜΗΧΑΝΙΚΗ ΠΕΡΙΟΧΗ PORTO PETROLI, GENOVA

Παγούνης Β., Καλυκάκης Σ., Μπιζά Π. και Παπαδόπουλος Χ. 1244
Η ΧΡΗΣΗ ΤΗΣ ΤΡΙΣΔΙΑΣΤΑΤΗΣ ΣΑΡΩΣΗΣ ΩΣ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΣΤΗΝ ΑΠΟΤΥΠΩΣΗ ΣΠΗΛΑΙΩΝ. ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΤΟ ΣΠΗΛΑΙΟ ΑΓ. ΓΕΩΡΓΙΟΥ ΚΙΛΚΙΣ

Σταμπολίδης Α. και Τσόκας Γ.Ν. 1252
ΕΝΤΟΠΙΣΜΟΣ ΜΑΓΝΗΤΙΚΩΝ ΕΠΑΦΩΝ ΚΑΙ ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΒΑΘΟΥΣ ΤΑΦΗΣ ΤΩΝ ΜΑΓΝΗΤΙΚΩΝ ΠΗΓΩΝ ΑΠΟ ΤΑ ΑΕΡΟΜΑΓΝΗΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΣΤΗΝ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ ΚΑΙ ΘΡΑΚΗ

Atzemoglou A., Tsourlos P. and Vasiliadis C. 1262
2-D GEOELECTRICAL SURVEY FOR THE PRELIMINARY ROUTE OF THE NATURAL GAS PIPELINE INSTALLATION AT ALISTRATI CAVES, N. GREECE

Hloupis G., Vallianatos F. and Stonham J. 1269
A WAVELET REPRESENTATION OF HVSR TECHNIQUE

Hloupis G., Moisidi M., Vallianatos F., Makris J., Stonham J. and Triantis D. 1279
APPLICATION OF CLEAN ALGORITHM IN INCOMPLETE MICROTREMORS RECORDINGS

Tsourlos P. 1289
INVERSION OF ELECTRICAL RESISTIVITY TOMOGRAPHY DATA DERIVING FROM 3D STRUCTURES

Vallianatos F., Makris J.P., Saltas V., Telesca L., and Lapenna V. 1298
MONOFRACTAL AND MULTIFRACTAL ANALYSIS IN SHORT - TERM TIME DYNAMICS OF ULF GEOMAGNETIC FIELD MEASURED IN CRETE, GREECE

Zananiri I. and Kondopoulou D. 1308
ANISOTROPY OF MAGNETIC SUSCEPTIBILITY (AMS) IN VOLCANIC FORMATIONS: THEORY AND PRELIMINARY RESULTS FROM RECENT VOLCANICS OF BROADER AEGEAN.

Zananiri I., Dimitriadis S., Kondopoulou D. and Kilias A. 1316
MAGNETIC FABRICS OF THE TERTIARY VRONDOU PLUTONIC COMPLEX, NORTHERN GREECE

Κουτουπές Σ., Καραντώνης Γ., Σωτηριάδης Α., Κυρατζή Α., Βαλαδάκη Α., Σαββαΐδης Α., Θεοδουλίδης Ν., Τζιαβός Η., Σαββαΐδης Π. και Δούκας Ι. 1328
SEISIMPACT-THES: ΣΧΕΔΙΑΣΜΟΣ, ΑΝΑΠΤΥΞΗ ΚΑΙ ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΕΝΟΣ ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΑΚΟΥ ΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΤΡΩΤΟΤΗΤΑΣ ΑΠΟ ΣΕΙΣΜΙΚΟ ΚΙΝΔΥΝΟ ΓΙΑ ΤΟ ΔΟΜΗΜΕΝΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ ΤΗΣ ΠΕΡΙΦΕΡΕΙΑΣ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

Σκιάνης Γ.Αιμ., Βαϊόπουλος Δ. και Νικολακόπουλος Κ. 1338
ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΤΟΥ ΔΕΙΚΤΗ ΒΛΑΣΤΗΣΗΣ TVI ΜΕ ΤΗ ΣΥΝΔΡΟΜΗ ΤΗΣ ΘΕΩΡΙΑΣ ΠΙΘΑΝΟΤΗΤΩΝ

Tzanis A. and Kafetsis G. 1347
A FREEWARE PACKAGE FOR THE ANALYSIS OF COMMON-OFFSET GROUND PROBING RADAR DATA, BASED ON GENERAL PURPOSE COMPUTING ENGINES

Μητρόπουλος Π., Notsu K., Δελήμπασης Ν., Κακαβάς Ν. και Βουδούρης Π. 1356
ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΔΟΝΗΣΕΩΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΒΟΡΕΙΑΣ ΕΥΒΟΙΑΣ ΜΕ ΒΑΣΗ ΤΙΣ ΜΕΤΑΒΟΛΕΣ ΤΗΣ ΠΕΡΙΕΚΤΙΚΟΤΗΤΑΣ ΤΟΥ ΡΑΔΟΝΙΟΥ ΣΤΑ ΥΠΟΓΕΙΑ ΝΕΡΑ

Baskoutas I., Panopoulou G. and Papadopoulos G.A. 1362
LONG TEMPORAL VARIATION OF SEISMIC PARAMETER FOR SEISMIC PATTERN IDENTIFICATION IN GREECE

Baskoutas I., Herraiz M., Pérez A.C., Kalogeras I., Panopoulou G., Sachpazi M. and Papadopoulos G. 1371
MAPPING OF CODA ATTENUATION AT THE EXTEND OF THE NATIONAL SEISMOLOGICAL NETWORK OF GREECE

Benetatos C., Kiratzi A., Kementzetzidou K., Roumelioti Z., Karakaisis G., Scordilis E., Latoussakis I. and Drakatos G. 1379
THE PSACHNA (EVIA ISLAND) EARTHQUAKE SWARM OF JUNE 2003

Fokaefs A. and Papadopoulos G.A. 1389
HISTORICAL EARTHQUAKES IN THE REGION OF LEFKADA ISLAND , IONIAN SEA - ESTIMATION OF MAGNITUDES FROM EPICENTRAL INTENSITIES

Galanis O.C., Papazachos C.B., Hatzidimitriou P.M. and Scordilis E.M. 1396
APPLICATION OF 3-D VELOCITY MODELS AND RAY TRACING IN THE DOUBLE DIFFERENCE EARTHQUAKE LOCATION ALGORITHMS: APPLICATION TO THE MYGDONIA BASIN (NORTHERN GREECE)

Kalogeras I.S., Marketos G. and Theodoridis Y. 1406
A TOOL FOR COLLECTING, QUERYING, AND MINING MACROSEISMIC DATA

Kiratzi A., Roumelioti Z., Benetatos Ch., Theodulidis N., Savvaidis A., Panou A., Tziavos I.N., Savvaidis P., Hatzigogos Th., Koutoupes S. and Karantonis G. 1412
SEISIMPACT-THES: A SCENARIO EARTHQUAKE AFFECTING THE BUILT ENVIRONMENT OF THE PREFECTURE OF THESSALONIKI

Kourouzidis M.C., Karakaisis G.F., Papazachos B.C. and Makropoulos C. 1422
PROPERTIES OF FORESHOCKS AND AFTERSHOCKS IN THE AREA OF GREECE

Kourouzidis M.C., Karakaisis G.F., Papazachos B.C. and Makropoulos C. 1432
THE CRITICAL EARTHQUAKE MODEL: OBSERVATIONS IN CRITICAL AREAS OF THE BROADER AEGEAN AREA

Moisidi M., Vallianatos F., Soupios P., Makris J. and Nikolintaga I. 1441
ESTIMATION OF SEISMIC RESPONSE OF HISTORICAL AND MONUMENTAL SITES USING MICROTREMORS: A CASE STUDY IN THE ANCIENT APTERA, CHANIA, CRETE (GREECE)

Orfanogiannaki K. and Papadopoulos G.A. 1451
SEISMICITY CRITERIA FOR THE REAL-TIME IDENTIFICATION OF FORESHOCKS IN THE CORINTH GULF

Panou A.A., Papazachos C.B., Papaioannou Ch. and Hatzidimitriou P.M. 1457
A SOURCE PARAMETERS STUDY OF THE AFTERSHOCK SEQUENCE OF THE KOZANI-GREVENA 1995 EARTHQUAKE BASED ON ACCELERATION RECORDS

Panou A.A., Theodulidis N., Hatzidimitriou P.M., Papazachos C.B. and Stylianidis K. 1467
AMBIENT NOISE HORIZONTAL-TO-VERTICAL SPECTRAL RATIO FOR ASSESSING SITE EFFECTS IN URBAN ENVIRONMENTS: THE CASE OF THESSALONIKI CITY (NORTHERN GREECE)

Papaioannou I., Papadopoulos G.A and Pavlides S. 1477
THE EARTHQUAKE OF 426BC IN N. EVOIKOS GULF REVISITED: AMALGAMATION OF TWO DIFFERENT STRONG EARTHQUAKE EVENTS?

Papazachos B. C., Scordilis E. M., Panagiotopoulos D. G., Papazachos C. B., and Karakaisis G. F. 1482
GLOBAL RELATIONS BETWEEN SEISMIC FAULT PARAMETERS AND MOMENT MAGNITUDE OF EARTHQUAKES

Papazachos C., Scordilis E., Karakaisis G. and Papazachos B. 1490
DECELERATING PRESHOCK SEISMIC DEFORMATION IN FAULT REGIONS DURING CRITICAL PERIODS

Pirli M., Voulgaris N., Alexopoulos J. and Makropoulos K. 1499
INSTALLATION AND PRELIMINARY RESULTS FROM A SMALL APERTURE SEISMIC ARRAY IN TRIPOLI, GREECE

Savvaidis P., Doukas I., Hatzigogos Th., Tziavos I.N., Kiratzi A., Roumelioti Z., Savvaidis A., Theodulidis N., Drakatos G., Koutoupes S., Karantonis G. and Sotiriadis A. 1509
DATA BASE DEVELOPMENT AND EVALUATION OF EARTHQUAKE DAMAGE REPORTS UNDER THE SEISIMPACT-THES SYSTEM

Stratou M., Savvaidis A., Papadopoulou M. and Panagiotopoulos D.G. 1519
USING GIS AND EARTHQUAKE SCENARIOS FOR THE ASSESSMENT OF EMERGENCY RESPONSE IN CASE OF A STRONG EARTHQUAKE. AN APPLICATION IN THE URBAN AREA OF THESSALONIKI, GREECE

Vamvakaris D.A., Papazachos C.B., Karagianni E.E, Scordilis E.M. and Hatzidimitriou P.M. 1529
DETERMINATION OF FAULT PLANE SOLUTIONS USING WAVEFORM AMPLITUDES AND RADIATION PATTERN

ΤΟΜΟΣ 4 - VOLUME 4

Τεκτονική - Structural Geology

Αυγερινάς Α., Κίλιας Α., Κορωναίος Α. και Μουντράκης Δ. 1540
ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ, ΓΕΝΕΣΗ ΚΑΙ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ ΤΩΝ ΕΡΚΥΝΙΩΝ ΓΡΑΝΙΤΙΚΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΤΗΣ ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΗΣ ΣΤΗΝ ΟΡΟΣΕΙΡΑ ΤΟΥ ΒΟΡΑ (ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ, ΒΟΡΕΙΑ ΕΛΛΑΔΑ)

Παπανικολάου Δ.Ι., Λόζιος Σ.Γ., Σούκης Κ.Ι. και Σκούρτσος Ε.Ν. 1550
Η ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΟΥ ΑΛΛΟΧΘΟΝΟΥ ΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ ΤΩΝ «ΣΧΙΣΤΟΛΙΘΩΝ ΑΘΗΝΩΝ»

Παυλίδης Σ.Β., Βαλκανιώτης Σ., Γκανάς Α., Κεραμυδάς Δ. και Σμπόρας Σ. 1560
ΤΟ ΕΝΕΡΓΟ ΡΗΓΜΑ ΤΗΣ ΑΤΑΛΑΝΤΗΣ – ΕΠΑΝΕΚΤΙΜΗΣΗ ΜΕ ΝΕΑ ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

Τρίκολας Κ. και Αλεξούλη-Λειβαδίτη Α. 1568
ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΕΥΡΗΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΑΙΓΙΑΛΕΙΑΣ ΚΑΙ ΚΑΛΑΒΡΥΤΩΝ (Β. ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΣ)

Τρίκολας Κ. και Αλεξούλη-Λειβαδίτη Α. 1578
ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ ΚΑΙ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΟΥ ΦΥΛΛΟΥ ΑΙΓΙΟ (Β.ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΣ)

Χατούπης Θ. και Φουντούλης Ι. 1588
ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ ΤΗΣ ΒΟΡΕΙΑΣ ΠΑΡΝΗΘΑΣ

Alonso-Chaves F.M., Soto J.I., Orozco M., Kilias A.A. and Tranos M.D 1598
TECTONIC EVOLUTION OF THE BETIC CORDILLERA: AN OVERVIEW

Bassi E.K., Soukis K. and Lekkas S. 1608
THE PRESENCE OF VARI – KIROU PIRA UNIT AT PANION HILL (SE ATTICA, GREECE)

Brunn J.H., Argyriadis I. and Braud J. 1618
ΜΑΓΜΑΤΙΚΗ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ ΤΩΝ ΟΦΕΙΟΛΙΘΩΝ ΤΗΣ ΒΟΡΕΙΟΔΥΤΙΚΗΣ ΕΛΛΑΔΑΣ

Fassoulas Ch., Rahl J., Ague J. and Henderson K. 1626
PATTERNS AND CONDITIONS OF DEFORMATION IN THE PLATTENKALK NAPPE, CRETE, GREECE: A PRELIMINARY STUDY

Jacobshagen V. and Matarangas D. 1636
NAPPE STRUCTURE OF THE NORTH SPORADES (GREECE): ON THE GEOLOGICAL EVOLUTION OF ALONNISOS ISLAND

Kostakioti A., Xypolias P., Kokkalas S. and Doutsos T. 1643
QUANTITATIVE ANALYSIS OF DEFORMATION ALONG THE FAULT DAMAGE ZONE OF THE KLIMATIA THRUST (NW GREECE, IONIAN ZONE)

Ladas I., Mariolakos I. and Fountoulis I. 1652
NEOTECTONIC DEFORMATION OF EASTERN PYLIA (SW PELOPONNESE, GREECE)

Lekkas S. and Skourtsos E.N. 1662
THE NAPPE STRUCTURE OF THE TECTONIC WINDOW OF DOLIANA (CENTRAL PELOPONNESUS, GREECE)

Rondoyanni Th., Georgiou Ch., Galanakis D. and Kourouzidis M. 1671
EVIDENCES OF ACTIVE FAULTING IN THRACE REGION (NORTH-EASTERN GREECE)

Skourtsos E.N. and Lekkas S. 1679
KOSMAS-GYTHIO UNIT: A METAMORPHIC CARBONATE SEQUENCE OVERLYING THE PHYLLITES-QUARTZITES UNIT IN SOUTHERN PELOPONNESUS, GREECE.

Soukis K.I. and Papanikolaou D.J. 1688
CONTRASTING GEOMETRY BETWEEN ALPINE AND LATE- TO POST-ALPINE TECTONIC STRUCTURES IN ANAFI ISLAND (CYCLADES)

Stiros S.C., Triantafyllidis P. and Chasapis A. 1697
GEODETIC EVIDENCE FOR ACTIVE UPLIFT OF THE OLYMPUS MT, GREECE

Verrios S., Zygouri V. and Kokkalas S. 1706
MORPHOTECTONIC ANALYSIS IN THE ELIKI FAULT ZONE (GULF OF CORINTH, GREECE).

Zovoili E., Konstantinidis E. and Koukouvelas I.K. 1716
TECTONIC GEOMORPHOLOGY OF ESCARPMENTS: THE CASE OF KOMPOTADES AND NEA ANCHIALOS FAULTS

Τεχνική Γεωλογία - Engineering Geology

Αντωνίου Μ., Γαλανοπούλου Σ., Λυκούδη Ε. και Φυτρολάκης Ν. 1728
Η ΚΑΤΟΛΙΣΘΗΣΗ ΣΤΗΝ ΑΓ. ΑΝΝΑ ΤΗΣ Β. ΕΥΒΟΙΑΣ

Βογιατζής Δ., Δημητρίου Α., Παπαθανασίου Γ., Β. Χρηστάρας., Καντηράνης Ν., Φιλιππίδης Α. και Μωραΐτη Ε. 1735
ΚΑΤΑΠΤΩΣΕΙΣ ΒΡΑΧΩΝ ΚΑΤΑ ΤΟ ΣΕΙΣΜΟ ΤΗΣ 14/8/03 ΚΑΙ ΠΙΘΑΝΑ ΜΕΤΡΑ ΠΡΟΣΤΑΣΙΑΣ ΣΤΟ ΑΝΑΝΤΗ ΠΡΑΝΕΣ ΤΟΥ ΧΩΡΙΟΥ ΔΡΥΜΩΝΑΣ ΤΟΥ ΔΗΜΟΥ ΣΦΑΚΙΩΤΩΝ, Ν. ΛΕΥΚΑΔΑΣ

Γραμματικόπουλος Ι. και Αναγνωστόπουλος Κ. 1743
ΑΠΟΚΛΙΣΗ ΤΙΜΩΝ ΤΟΥ ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΗ ΣΤΕΡΕΟΠΟΙΗΣΗΣ ΠΟΥ ΠΡΟΚΥΠΤΟΥΝ ΜΕ ΒΑΣΗ ΤΗ ΜΕΘΟΔΟ ΤΗΣ ΤΕΤΡΑΓΩΝΙΚΗΣ ΡΙΖΑΣ ΚΑΙ ΤΟΥ ΛΟΓΑΡΙΘΜΟΥ ΤΟΥ ΧΡΟΝΟΥ

Κωνσταντοπούλου Γ. 1750
ΤΕΧΝΙΚΟΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΟΡΙΟΘΕΤΗΣΗΣ ΚΑΤΑΛΛΗΛΩΝ ΓΙΑ ΔΟΜΗΣΗ ΠΕΡΙΟΧΩΝ ΣΕ ΚΑΤΟΛΙΣΘΑΙΝΟΝΤΕΣ ΟΙΚΙΣΜΟΥΣ ΤΗΣ ΟΡΕΙΝΗΣ ΑΙΤΩΛΟΑΚΑΡΝΑΝΙΑΣ

Λουπασάκης Κ., Χρηστάρας Β., Δημόπουλος Γ. και Χατζηγώγος Θ. 1757
ΣΥΜΒΟΛΗ ΣΤΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΕΩΝ ΤΟΥ ΣΩΜΑΤΟΣ ΧΩΜΑΤΙΝΩΝ ΦΡΑΓΜΑΤΩΝ. ΦΡΑΓΜΑ Υ.Η.Σ. ΣΦΗΚΙΑΣ, ΒΕΡΟΙΑ

Μαρίνος Β., Μαρίνος Π. και Hoek E. 1767
ΓΕΩΛΟΓΙΚΟΣ ΔΕΙΚΤΗΣ ΑΝΤΟΧΗΣ, GSI: ΕΦΑΡΜΟΓΗ, ΣΥΣΤΑΣΕΙΣ, ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΙ ΚΑΙ ΠΕΔΙΑ ΜΕΤΑΒΟΛΩΝ ΑΝΑΛΟΓΑ ΜΕ ΤΟΝ ΤΥΠΟ ΤΟΥ ΠΕΤΡΩΜΑΤΟΣ

Μαρίνος Π., Χριστοδουλοπούλου Τ. και Περλέρος Β. 1773
ΑΡΓΙΛΙΚΟΙ ΣΧΙΣΤΟΛΙΘΟΙ ΤΟΥ ΦΛΥΣΧΗ. ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑ ΤΟΥΣ ΣΤΗ ΔΙΑΝΟΙΞΗ ΤΗΣ ΣΗΡΑΓΓΑΣ ΕΚΤΡΟΠΗΣ ΦΡΑΓΜΑΤΟΣ ΓΑΔΟΥΡΑ ΡΟΔΟΥ

Μαρίνος Π.Γ., Καββαδάς Μ.Ι., Ντουνιάς Θ. και Προβιά Α. 1781
ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΤΩΝ ΣΥΝΘΗΚΩΝ ΕΚΔΗΛΩΣΗΣ ΤΗΣ ΚΑΤΟΛΙΣΘΗΣΗΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΧΘ 123 ΤΟΥ ΑΥΤΟΚΙΝΗΤΟΔΡΟΜΟΥ ΚΟΡΙΝΘΟΥ-ΤΡΙΠΟΛΕΩΣ ΚΑΙ ΜΕΤΡΑ ΑΠΟΚΑΤΑΣΤΑΣΗΣ

Μαρίνος Π., Μαρίνος Β., Στούμπος Γ., Νόβακ Μ., Κορκάρης Κ. και Μπενίση Μ. 1790
Η ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑ ΤΟΥ "ΑΘΗΝΑΪΚΟΥ ΣΧΙΣΤΟΛΙΘΟΥ" ΣΤΗ ΧΡΗΣΗ ΜΗΧΑΝΗΜΑΤΟΣ ΣΗΡΑΓΓΩΝ ΤΥΠΟΥ ΑΣΠΙΔΑΣ ΑΝΟΙΚΤΟΥ ΜΕΤΩΠΟΥ. ΕΜΠΕΙΡΙΕΣ ΑΠΟ ΤΗ ΔΙΑΝΟΙΞΗ ΤΗΣ ΣΗΡΑΓΓΑΣ ΤΗΣ ΕΠΕΚΤΑΣΗΣ ΤΟΥ ΜΕΤΡΟ ΤΩΝ ΑΘΗΝΩΝ ΠΡΟΣ ΠΕΡΙΣΤΕΡΙ.

Παπαθανασίου Γ., Παυλίδης Σπ., Χρηστάρας Β. και Πιτιλάκης Κ. 1796
ΦΑΙΝΟΜΕΝΑ ΡΕΥΣΤΟΠΟΙΗΣΗΣ ΠΟΥ ΠΡΟΚΛΗΘΗΚΑΝ ΑΠΟ ΤΟ ΣΕΙΣΜΟ ΤΗΣ ΛΕΥΚΑΔΑΣ (14/08/03 Ms=6.4)

Ρόζος Δ. και Αποστολίδης Ε. 1806
ΤΕΧΝΙΚΟΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΤΩΝ ΑΣΤΟΧΙΩΝ ΠΡΑΝΩΝ ΣΤΟ ΠΑΛΑΙΟ ΜΙΚΡΟ ΧΩΡΙΟ ΝΟΜΟΥ ΕΥΡΥΤΑΝΙΑΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΑΣΦΑΛΗ ΟΙΚΙΣΤΙΚΗ ΑΝΑΠΤΥΞΗ ΤΟΥ

Ρόζος Δ. και Αποστολίδης Ε. 1816
ΚΑΤΟΛΙΣΘΗΤΙΚΑ ΦΑΙΝΟΜΕΝΑ ΣΤΟΝ ΟΙΚΙΣΜΟ ΚΑΝΑΛΙΩΝ ΝΟΜΟΥ ΦΘΙΩΤΙΔΟΣ ΚΑΙ ΑΝΤΙΜΕΤΩΠΙΣΗ ΤΗΣ ΑΝΑΣΧΕΤΙΚΗΣ ΔΡΑΣΗΣ ΤΟΥΣ ΣΤΗΝ ΟΙΚΙΣΤΙΚΗ ΑΝΑΠΤΥΞΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Σαρόγλου Χ., Μαρίνος Π. και Τσιαμπάος Γ. 1826
ΓΕΩΛΟΓΙΚΟΙ ΠΑΡΑΓΟΝΤΕΣ ΠΟΥ ΕΠΗΡΕΑΖΟΥΝ ΤΗΝ ΑΝΤΟΧΗ ΤΟΥ ΑΡΡΗΚΤΟΥ ΠΕΤΡΩΜΑΤΟΣ. Η ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΗΣ ΑΝΙΣΟΤΡΟΠΙΑΣ.

Στιμάρατζης Θ., Χρηστάρας Β., Δημόπουλος Γ., Κίλιας Α., Χατζηαγγέλου Μ. και Χατζηγώγος Ν. 1833
ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΣΥΝΘΗΚΩΝ ΕΥΣΤΑΘΕΙΑΣ ΥΨΗΛΟΥ ΑΝΟΙΧΤΟΥ ΟΡΥΓΜΑΤΟΣ ΚΑΤΑ ΜΗΚΟΣ ΤΗΣ ΕΓΝΑΤΙΑΣ ΟΔΟΥ (ΑΣΠΡΟΒΑΛΤΑ – ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ)

Σφέικος Α.Ν. και Μαρίνος Π.Γ. 1843
Η ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑ ΤΟΥ ΦΛΥΣΧΗ ΤΗΣ ΠΙΝΔΟΥ ΚΑΤΑ ΤΗ ΔΙΑΝΟΙΞΗ ΣΗΡΑΓΓΑΣ, ΥΠΟ ΤΗΝ ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΖΩΝΗΣ ΕΠΩΘΗΣΗΣ. ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ ΚΑΙ ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑ ΤΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ. ΕΜΠΕΙΡΙΑ ΑΠΟ ΤΗ ΔΙΑΝΟΙΞΗ ΤΗΣ ΣΗΡΑΓΓΑΣ ΕΚΤΡΟΠΗΣ ΑΧΕΛΩΟΥ ΠΟΤΑΜΟΥ ΠΡΟΣ ΘΕΣΣΑΛΙΑ.

Σφέικος Α.Ν., Στιμάρατζης Θ., Κίλιας Α. και Χρηστάρας Β. 1853
Η ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑ ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΩΝ ΤΗΣ ΖΩΝΗΣ ΠΙΝΔΟΥ, ΚΑΤΑ ΤΗΝ ΕΚΣΚΑΦΗ ΓΙΑ ΔΙΑΜΟΡΦΩΣΗ ΥΨΗΛΟΥ ΠΡΑΝΟΥΣ ΟΔΟΠΟΙΪΑΣ ΣΤΗΝ ΟΡΕΙΝΗ ΑΡΓΙΘΕΑ. ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΤΙΚΗ ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΚΑΙ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΗΣ ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑΣ ΤΟΥ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ ΜΕ ΧΡΗΣΗ ΜΕΘΟΔΩΝ ΕΥΣΤΑΘΕΙΑΣ ΠΡΑΝΩΝ.

Σωτηρόπουλος Λ., Λυμπέρης Ε., Σιγάλας Α., Ντουρούπη Α., Προβιά Κ. και Ντουνιάς Γ. 1862
ΚΑΤΟΛΙΣΘΗΣΗ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΣΑΚΩΝΑΣ Ν. ΑΡΚΑΔΙΑΣ. ΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΚΑΙ ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΣ ΕΝΕΡΓΟΠΟΙΗΣΗΣ

Φουντούλης Ι., Λαδάς Ι., Σπυρίδωνος Ε. και Μαριολάκος Η. 1872
Η ΣΗΜΑΣΙΑ ΤΗΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΚΑΙ ΤΗΣ ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΚΑΤΟΛΙΣΘΗΣΗ ΤΗΣ ΤΣΑΚΩΝΑΣ ΑΡΚΑΔΙΑΣ

Χατζηαγγέλου Μ. και Αναγνωστόπουλος Κ. 1882
ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ HERSCEL-BUCKLEY ΓΙΑ ΤΟΝ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟ ΤΗΣ ΔΙΕΙΣΔΥΤΙΚΟΤΗΤΑΣ ΕΝΕΜΑΤΩΝ ΣΕ ΠΟΡΩΔΕΣ ΜΕΣΟ ΚΑΙ ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΜΕ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΕΠΙ ΤΟΠΟΥ ΔΟΚΙΜΩΝ

Χρηστάρας Β., Χατζηγώγος Θ., Δημητρίου Α., Χατζηγώγος Ν., Μακεδών Θ., Βογιατζής Δ. και Φιλιππίδης Σ. 1892
ΕΥΣΤΑΘΕΙΑ ΤΟΥ ΣΠΗΛΑΙΟΥ ΠΟΛΥΦΗΜΟΣ ΣΤΗ ΜΑΡΩΝΕΙΑ ΘΡΑΚΗΣ

Χριστοδουλοπούλου Τ. και Τσώλη-Καταγά Π. 1902
ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΗΣ ΜΙΚΡΟΔΟΜΗΣ ΚΑΙ ΤΗΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΗΣ ΣΥΣΤΑΣΗΣ ΣΤΗΝ ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΑΚΗ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗ ΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑ ΤΩΝ ΜΑΡΓΩΝ ΤΗΣ ΒΟΡΕΙΟΥ ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΥ

Ciornei N., Facaoaru I. and Cetean V. 1912
NON-DESTRUCTIVE METHOD FOR RAPID "IN SITU" CHARACTERIZATION OF ROCKS

Kontogianni V.A., Roumanis M., Psimoulis P.A., Sfeikos A. and Stiros S.C. 1918
ESTIMATION OF THE STRAIN TENSOR IN TUNNEL SECTIONS, BASED ON GEOMETRIC (GEODETIC ETC.) DATA

Triantis D., Stavrakas I., Anastasiadis C., Vallianatos F. and Kershaw S. 1925
DIELECTRIC SPECTROSCOPY IN CRUSTAL ROCKS: PRELIMINARY RESULTS FROM NORTHEASTERN SICILY (ITALY) AND THE GULF OF CORINTH (GREECE)

Xeidakis G.S., Torok A., Skias S. and Kleb B. 1932
ENGINEERING GEOLOGICAL PROBLEMS ASSOCIATED WITH KARST TERRAINS: THEIR INVESTIGATION, MONITORING, AND MITIGATION AND DESIGN OF ENGINEERING STRUCTURES ON KARST TERRAINS

Υδρογεωλογία - Hydrogeology

Βασιλείου Ε., Κουμαντάκης Ι., Γρηγοράκου Ε. και Δημητρακόπουλος Δ. 1944
ΟΙ ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΣΤΗΝ ΛΕΚΑΝΗ ΠΟΤΑΜΙΑΣ ΚΑΙ Η ΑΛΛΗΛΟΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΥ ΥΔΑΤΙΚΟΥ ΚΑΘΕΣΤΩΤΟΣ ΜΕ ΤΗ ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΗ ΛΙΓΝΙΤΙΚΗ ΕΚΜΕΤΑΛΛΕΥΣΗ ΣΤΗΝ ΕΛΑΣΣΟΝΑ

Βουδούρης Κ., Νίκας Κ. και Αντωνάκος Α. 1952
ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΕΞΕΛΙΞΗΣ ΤΟΥ ΜΕΤΩΠΟΥ ΥΦΑΛΜΥΡΩΣΗΣ ΣΕ ΠΑΡΑΚΤΙΟΥΣ ΥΔΡΟΦΟΡΟΥΣ ΟΡΙΖΟΝΤΕΣ. Η ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ ΤΟΥ ΠΑΡΑΚΤΙΟΥ ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΤΗΣ ΒΔ ΑΧΑΪΑΣ

Γιαννουλόπουλος Π. 1962
ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΗΣ ΥΦΑΛΜΥΡΩΣΗΣ ΤΩΝ ΥΠΟΓΕΙΩΝ ΝΕΡΩΝ ΤΟΥ ΑΡΓΟΛΙΚΟΥ ΠΕΔΙΟΥ ΜΕ ΧΡΗΣΗ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ-ΔΙΑΣΠΟΡΑΣ

Δημόπουλος Γ. και Λουπασάκης Κ. 1972
ΣΥΜΒΟΛΗ ΣΤΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΥ ΛΕΙΤΟΥΡΓΙΑΣ ΤΩΝ ΠΗΓΩΝ ΑΡΑΒΗΣΣΟΥ ΚΑΙ ΤΟΥ ΥΔΑΤΙΚΟΥ ΔΥΝΑΜΙΚΟΥ ΤΟΥ ΟΜΩΝΥΜΟΥ ΥΔΡΟΦΟΡΟΥ ΟΡΙΖΟΝΤΑ (ΝΟΜΟΥ ΠΕΛΛΑΣ)

Δημόπουλος Γ. και Μπαρούτη Β. 1982
ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΣΤΗ ΛΕΚΑΝΗ ΔΟΪΡΑΝΗΣ. ΦΥΣΙΚΕΣ ΔΙΕΡΓΑΣΙΕΣ – ΠΑΡΕΜΒΑΣΕΙΣ ΚΑΙ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Καμπέρης Ε., Κόκκινου Ε. και Μονόπωλης Δ. 1992
ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΩΝ / ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΣΥΝΘΗΚΩΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΑΝΩ ΓΕΡΟΠΟΤΑΜΟΥ ΚΡΗΤΗΣ (ΨΗΛΟΡΕΙΤΗΣ – ΡΕΘΥΜΝΟ)

Λαμπράκης Ν.Ι., Soren Jessen, Παναγόπουλος Γ.Π. και Πυτικάκης Ε.Λ. 2002
ΥΔΡΟΧΗΜΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΚΑΙ ΠΟΙΟΤΗΤΑ ΤΩΝ ΥΠΟΓΕΙΩΝ ΝΕΡΩΝ ΤΗΣ ΠΕΔΙΝΗΣ ΖΩΝΗΣ ΤΗΣ ΛΕΚΑΝΗΣ ΤΟΥ ΠΟΤΑΜΟΥ ΠΗΝΕΙΟΥ, Ν. ΗΛΕΙΑΣ

Μανάκος Α.Κ. και Δημόπουλος Γ.Χ. 2012
ΣΥΜΒΟΛΗ ΤΩΝ ΣΤΟΧΑΣΤΙΚΩΝ ΕΠΟΧΙΑΚΩΝ ΟΜΟΙΩΜΑΤΩΝ SARIMA ΣΤΗ ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗ ΤΩΝ ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ. ΤΟ ΠΑΡΑΔΕΙΓΜΑ ΤΟΥ ΚΑΡΣΤΙΚΟΥ ΥΔΡΟΦΟΡΕΑ ΤΗΣ ΚΡΑΝΙΑΣ ΕΛΑΣΣΟΝΑΣ, ΘΕΣΣΑΛΙΑ

Παναγόπουλος Α., Δρακοπούλου Σ. και Περλέρος Β. 2021
ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΟΥ ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΟΥ ΟΜΟΙΩΜΑΤΟΣ MODFLOW ΣΕ ΚΑΡΣΤΙΚΟ ΥΔΡΟΦΟΡΕΑ: Η ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ ΤΗΣ ΛΕΚΑΝΗΣ ΤΟΥ ΒΟΙΩΤΙΚΟΥ ΚΗΦΙΣΟΥ

Παναγόπουλος Γ.Π., Πυτικάκης Ε.Λ., Κατσάνου Κ. και Λαμπράκης Ν.Ι. 2031
ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΚΑΙ ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΑ ΥΠΟΒΑΘΜΙΣΗΣ ΤΗΣ ΠΟΙΟΤΗΤΑΣ ΤΩΝ ΥΠΟΓΕΙΩΝ ΝΕΡΩΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΣΣΗΝΗΣ, Ν. ΜΕΣΣΗΝΙΑΣ.

Περλέρος Β., Αντωνιάδης Κ. και Δρακοπούλου Ε. 2038
ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΩΝ ΣΥΝΘΗΚΩΝ ΑΠΟ ΤΗΝ ΥΠΑΡΞΗ ΚΟΙΜΗΤΗΡΙΟΥ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ ΟΙΚΙΣΜΟΥ ΛΙΒΑΔΙΩΝ ΤΗΣ ΝΗΣΟΥ ΤΗΛΟΥ

Περλέρος Β., Παπαμαστοράκης Δ., Κριτσωτάκης Μ., Δρακοπούλου Ε. και Παναγόπουλος Α. 2048
ΥΠΟΓΕΙΟ ΥΔΑΤΙΚΟ ΔΥΝΑΜΙΚΟ ΚΡΗΤΗΣ. ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΑ ΚΑΙ ΠΡΟΟΠΤΙΚΕΣ

Πλιάκας Φ., Διαμαντής Ι., Καλλιώρας Α. και Πεταλάς Χ. 2057
ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΤΗΣ ΕΞΕΛΙΞΗΣ ΤΟΥ ΦΑΙΝΟΜΕΝΟΥ ΤΗΣ ΥΦΑΛΜΥΡΙΝΣΗΣ ΣΕ ΠΕΔΙΝΟ ΤΜΗΜΑ ΤΟΥ ΝΟΜΟΥ ΡΟΔΟΠΗΣ

Σταμάτης Γ. και Ζαγγανά Ε. 2067
ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΙΧΝΗΘΕΤΙΚΩΝ ΚΑΙ ΥΔΡΟΧΗΜΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ ΣΤΗΝ ΕΡΕΥΝΑ ΤΟΥ ΚΑΡΣΤΙΚΟΥ ΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ ΤΗΣ Β. ΟΣΣΑΣ / ΒΑ-ΘΕΣΣΑΛΙΑ

Σταμάτης Γ. και Μιγκίρος Γ. 2077
ΣΧΕΣΗ ΔΙΑΡΡΗΚΤΙΚΗΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΚΑΙ ΥΔΡΟΦΟΡΙΑΣ ΤΩΝ ΣΥΜΠΑΓΩΝ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΩΝ ΤΗΣ ΟΣΣΑΣ (Α. ΘΕΣΣΑΛΙΑ, ΕΛΛΑΔΑ)

Φωτίου Ε. και Κολοβός Ν. 2087
ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΚΑΙ ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΠΟΙΟΤΗΤΑΣ ΕΜΦΙΑΛΩΜΕΝΩΝ ΝΕΡΩΝ

Chilakos P. and Kavouras C.N. 2094
WATER MANAGEMENT AT ATHENS INTERNATIONAL AIRPORT. A CRITICAL APPROACH

Γεωλογία και Εκπαίδευση, Γεώτοποι

Geology and Education, Geosites

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

ΕΚΠΑΙΔΕΥΤΙΚΟΣ ΟΔΗΓΟΣ ΓΙΑ ΒΙΝΤΕΟΤΑΙΝΙΑ « ΓΕΩΤΟΠΟΙ ΤΗΣ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑΣ ΚΑΙ ΘΡΑΚΗΣ , Η ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΜΑΣ ΚΛΗΡΟΝΟΜΙΑ »

Θεοδοσίου-Δρανδάκη Ειρ.
Ι.Γ.Μ.Ε., Μεσογείων 70, 115 27 Αθήνα, ren@igme.gr

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Αντικείμενο αυτής της εργασίας είναι η περιγραφή του εκπαιδευτικού υλικού σε έντυπη μορφή, που δημιουργήθηκε για να συνοδεύει ως οδηγός μελέτης τη βιντεοταινία: «Ξενάγηση σε γεώτοπους της Μακεδονίας και Θράκης - Η γεωλογική μας κληρονομιά».

Η ταινία είναι μια παραγωγή του Ινστιτούτου Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών (Ι.Γ.Μ.Ε.), που υλοποιήθηκε από την ΕΤ3 με χρηματοδότηση της πολιτιστικής πρωτεύουσας Θεσσαλονίκη '97.

Πρόκειται για μια πειραματική προσπάθεια μετατροπής ενός αφηγηματικού και οπτικοακουστικού υλικού επιστημονικού περιεχομένου, σε υλικό εξ αποστάσεως εκπαίδευσης. Το εκπαιδευτικό αυτό υλικό συνοδεύεται από υλικό αξιολόγησης του.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Το εκπαιδευτικό υλικό που περιγράφεται σ΄ αυτήν την εργασία δημιουργήθηκε ως μια προσπάθεια υποστήριξης του οπτικοακουστικού υλικού «Ξενάγηση σε γεώτοπους της Μακεδονίας και Θράκης - Η γεωλογική μας κληρονομιά» (Θεοδοσίου-Δρανδάκη 1997), με τη φιλοσοφία, τις αρχές και τις μεθόδους της ανοικτής και εξ αποστάσεως εκπαίδευσης (Βεργίδης et al. 1998).

Η εργασία καταγράφει τους στόχους του εκπαιδευτικού υλικού (Θεοδοσίου-Δρανδάκη 2002), την ανάγκη και το σκεπτικό δημιουργίας του, το ιστορικό, τη φιλοσοφία, τη σημασία του, τη δομή του, αποτελέσματα από τη μελέτη του, καθώς και μια πρόταση για την αξιολόγηση του. Το έντυπο υλικό είναι προς το παρόν μόνο στα ελληνικά. Υπάρχει πρόθεση απόδοσης του και στα αγγλικά και γαλλικά για να συνοδεύει την αγγλική και γαλλική έκδοση της βιντεοταινίας.

Η ταινία υλοποιήθηκε από την ΕΤ3 με χρηματοδότηση της πολιτιστικής πρωτεύουσας Θεσσαλονίκη '97. Ήταν μια παραγωγή του Ι.Γ.Μ.Ε. όπου συνεργάστηκαν αρκετοί γεωεπιστήμονες του Ι.Γ-Μ.Ε., κυρίως από τις περιφερειακές μονάδες της Βόρειας Ελλάδας.

2 ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΟΥ ΕΚΠΑΙΔΕΥΤΙΚΟΥ ΥΛΙΚΟΥ

2.1 Στόχοι του εκπαιδευτικού υλικού

Οι στόχοι της δημιουργίας του πιλοτικού αυτού εκπαιδευτικού υλικού είναι:

Η εξοικείωση με θέματα και η ανάπτυξη γνώσεων και δεξιοτήτων σχετικά με τη διατήρηση και προστασία της γεωλογικής-γεωμορφολογικής κληρονομιάς μέσα από την αφήγηση, μια σειρά ερωτήσεων και αρκετών εκπαιδευτικών δραστηριοτήτων.

Η γνωριμία με μερικούς γεώτοπους της Μακεδονίας και Θράκης που αποτελούν το αντικείμενο εικονικής επίσκεψης μέσω της βιντεοταινίας.

2.2 Σε ποιους απευθύνεται

Απευθύνεται σε φιλικό ύφος σε σπουδαστές εξ αποστάσεως, γεωεπιστημών ή τμημάτων σχετικών με το περιβάλλον ή σε άτομα με ενδιαφέρον για τη γεωλογία και τη γεωλογική κληρονομιά και τη διατήρηση της φύσης στο σύνολο της. Ακόμη σε καθηγητές και δασκάλους ασχολούμενους με την περιβαλλοντική εκπαίδευση, σε ξεναγούς, σχεδιαστές και διαχειριστές χρήσεων γης, πρώην μεταλλωρύχους και νυν άνεργους σε περιοχές με αργά μεταλλεία, λατομεία και λοιπούς χώρους εκμετάλλευσης.

Οι γνώσεις αγγλικών είναι χρήσιμες. Μικρή εξοικείωση με το διαδίκτυο είναι επίσης χρήσιμη. Η περιβαλλοντική ευαισθησία είναι απαραίτητη.

2.3 Ανάγκη και σκεπτικό δημιουργίας του εκπαιδευτικού υλικού.

Το υλικό αυτό δημιουργήθηκε για την υποστήριξη του οπτικοακουστικού υλικού «Ξενάγηση σε γεώτοπους της Μακεδονίας και Θράκης - Η γεωλογική μας κληρονομιά» ώστε, αφενός αυτό το οπτικοακουστικό υλικό να γίνει αλληλεπιδραστικό και ευέλικτο, αφετέρου να δίνει τη δυνατότητα στον υποψήφιο σπουδαστή αυτού του αυτοτελούς μορφωτικού κύκλου, να επιμορφωθεί κυρίως μόνος του χωρίς δηλαδή τη φυσική παρουσία εκπαιδευτή, στο χρόνο και τόπο που θέλει και να αποκτά εν τέλει τη μορφωτική του φυσιογνωμία με τον προσωπικό του ρυθμό.

Η επικοινωνία με τον ειδικό, αν χρειαστεί, μπορεί να είναι γραπτή, τηλεφωνική, προσωπική ή με ηλεκτρονικά μέσα, και θα αφορά επίλυση απορίων, ενθάρρυνση του σπουδαστή, καθώς και ανάπτυξη και διατήρηση κινήτρων και μαθησιακών δυνατοτήτων και γενικά υποστήριξη για την επίτευξη των σκοπών του.

Δημιουργήθηκε επίσης σε μια προσπάθεια να καλύψει εκπαιδευτικές ανάγκες ενός εργασιακού χώρου, του Ι.Γ.Μ.Ε., στο συγκεκριμένο αντικείμενο εργασίας, αυτόν της διατήρησης της γεωλογικής-γεωμορφολογικής κληρονομιάς, και γενικότερα σε έναν εκπαιδευτικό και επαγγελματικό χώρο που ήδη άρχισε να δημιουργείται, αυτόν του γεωδιατηρητή.

2.4 Ιστορικό

Το Ι.Γ.Μ.Ε. δεν είναι ένας παραδοσιακά εκπαιδευτικός χώρος. Στη μακρόχρονη πορεία του, ιδρύθηκε το 1951, προσφέρει πρακτική εξάσκηση σε φοιτητές κυρίως γεωλογικών τμημάτων, τους καλοκαιρινούς μήνες, χωρίς ιδιαίτερα συστηματικό τρόπο. Υπάρχει όμως συσσωρευμένη επιστημονική γνώση, εμπειρία, εξοπλισμός και δεδομένα.

Οι σκέψεις για συστηματική εκπαίδευση, τυπική ή άτυπη άρχισαν κυρίως με την εμπλοκή του Ινστιτούτου, σε θέματα γεωδιατήρησης και προστασίας της γεωλογικής κληρονομιάς εφόσον είναι γνωστό πόσο η εκπαίδευση και η παιδεία γενικότερα είναι εργαλείο για επιτυχή γεωδιατήρηση.

Το 1997 ξεκίνησε μια συστηματική προσπάθεια με στόχο την εκπαίδευση στη γεωλογική κληρονομιά, με ένα έργο μέσω του ευρωπαϊκού προγράμματος Comenius. Το έργο, με εταίρους από διάφορους ευρωπαϊκούς οργανισμούς διατήρησης του φυσικού περιβάλλοντος και συντονιστή το Ι.Γ.Μ.Ε., σκοπό είχε την ενσωμάτωση της ιδέας της γεωδιατήρησης και της προστασίας της γεωλογικής κληρονομιάς, στα σχολικά προγράμματα της δευτεροβάθμιας εκπαίδευσης, καθώς και στα προγράμματα περιβαλλοντικής εκπαίδευσης. Για την επιτυχία αυτού του σκοπού δημιουργήθηκε ένα πρώτο εκπαιδευτικό υλικό (Drandaki et al. 1999), με εκπαιδευτικές δραστηριότητες στην αίθουσα και στο ύπαιθρο για μια βιωματική εκπαίδευση σε επιλεγμένες περιοχές έρευνας (case studies), και με αυτό το υλικό έγιναν μια σειρά σεμιναρίων σε καθηγητές της δευτεροβάθμιας από διάφορα ευρωπαϊκά κράτη μέσω του ίδιου ευρωπαϊκού προγράμματος.

Τα σεμινάρια αυτά ήταν μια πρωτοβουλία καινούρια σε θέματα εκπαίδευσης γεωεπιστημών τόσο από την άποψη μορφής, όσο και κυρίως περιεχομένου. Είναι φανερό όμως ότι μπορούν να εξυπηρετήσουν περιορισμένο αριθμό καθηγητών και είναι για ορισμένο χρόνο, όσο η Ευρωπαϊκή Επιτροπή χρηματοδοτεί τους καθηγητές να συμμετέχουν.

Εκτός από την δευτεροβάθμια εκπαίδευση μέσω αυτής της διαδικασίας, και την πρωτοβάθμια σε ένα βαθμό μέσω εθελοντικών κυρίως περιβαλλοντικών δραστηριοτήτων, υπήρχαν ανάγκες στην τριτοβάθμια εκπαίδευση για την προώθηση της απαιτούμενης επιστημονικής γνώσης και την κατάρτιση εξειδικευμένων στελεχών σε θέματα γεωδιατήρησης (γεωδιατηρητές). Τη μέριμνα αυτή ανέλαβαν αρκετά Πανεπιστήμια της χώρας όπου έχουν ξεκινήσει σπουδές σ' αυτήν την κατεύθυνση.

2.5 Φιλοσοφία της παρούσας εκπαιδευτικής πρότασης

Η εκπαιδευτική πρόταση αυτής της εργασίας είναι η ανοικτή εκπαίδευση ή ανοικτή παιδεία που είναι μια φιλοσοφία, είναι νοοτροπία και κοινωνική απαίτηση για εκπαίδευση για όλους, για όλη τους τη ζωή. Αυτό σημαίνει εκπαιδευτικές ευκαιρίες και διασφάλιση πρόσβασης για όποιον και όταν το επιθυμεί, συστηματοποίηση και επιμόρφωση διαφόρων ομάδων εργαζομένων καθώς και η κατάρτιση για επανένταξη ανέργων.

Η ανοικτή και εξ αποστάσεως εκπαίδευση είναι μια νέα διάσταση στο χώρο της εκπαίδευσης και έχει ένα ευρύ φάσμα εφαρμογών. Είναι εναλλακτικό σύστημα εκπαίδευσης με εναλλακτικές μορφές διδασκαλίας, μάθησης και εκπαιδευτικού υλικού. Μπορεί να εφαρμοστεί από διάφορους κλάδους της εκπαίδευσης, της επιμόρφωσης και της κατάρτισης, επομένως και στη διατήρηση της γεωλογικής κληρονομιάς.

Η διατήρηση της γεωλογικής κληρονομιάς είναι ένα νέο γνωστικό πεδίο που εισάγει νέες έννοιες και νέο περιβαλλοντικό ήθος. Τα επαγγέλματα σε σχέση με το περιβάλλον παρουσιάζουν μια αυξανόμενη ζήτηση, όπως αύξηση παρουσιάζουν και οι απαιτήσεις του κόσμου για εναλλακτικό τουρισμό και οι γεωλογικές θέσεις, ο γεωτουρισμός, μπορούν να προσφέρουν αυτήν τη δυνατότητα.

Χρειαζόμαστε επομένως τα οργανωτικά και λειτουργικά χαρακτηριστικά που επιτρέπουν συμμετοχή σπουδαστών ανεξάρτητα από ηλικία, τόπο κατοικίας και απασχόληση και αυτά είναι τα χαρακτηριστικά που διαθέτει η ανοικτή εκπαίδευση.

2.6 Σημασία του εκπαιδευτικού υλικού

Η σημασία αυτού του υλικού δεν είναι να κάνει ειδικούς στη γεωλογία, η λεπτομερής αποκωδικοποίηση των όρων και των γεωλογικών διαδικασιών ανήκει στους ειδικούς. Αλλά να βοηθήσει:

να κατανοηθεί ότι οι πέτρες, το έδαφος και το υπέδαφος είναι μέρος του φυσικού κόσμου και περιέχουν σημαντικές πληροφορίες για το παρελθόν της γης, το παρελθόν μας.

να κατανοηθούν κάποιες έννοιες της γεωδιατήρησης, η σχετική ορολογία που είναι καινούρια, ιδιαίτερα στη χώρα μας.

να δημιουργηθεί ένας κώδικας επικοινωνίας με τους ειδικούς ώστε να διευκολύνεται η συνεργασία.

Η βιντεοταινία, διάρκειας μισής ώρας, σκοπό έχει να βοηθήσει να δημιουργηθούν οι απαραίτητες προσλαμβάνουσες παραστάσεις. Επίσης αντί να διαβάζει κανείς το κείμενο το σχετικό με τη φιλοσοφία και την επιχειρηματολογία για τη διατήρηση της γεωλογικής κληρονομιάς, τους γεώτοπους και την προστασία τους, μπορεί να το ακούει από τη βιντεοταινία. Δίνονται στο γραπτό κείμενο οι χρονικές στιγμές εντοπισμού της σχετικής αφήγησης στη βιντεοταινία. Η διαδρομή στην ταινία είναι λίγο διαφορετική από ότι στο έντυπο, στην ταινία είναι περισσότερο γεωγραφική. Στο έντυπο ακολουθεί μία άλλη λογική, αυτήν της ταξινόμησης και κατηγοριοποίησης των γεωτόπων χρονολογικά αλλά και θεματικά.

2.7 Δομή του εκπαιδευτικού υλικού

Τα περιεχόμενα, που αναφέρονται αναλυτικά στην αρχή του εντύπου, υποδιαιρούνται σε έξη ενότητες των οποίων προηγείται αναλυτική εισαγωγή και ανάλογες υποενότητες. Το έντυπο ξεκινάει με μία παιδαγωγική δραστηριότητα εν είδει προετοιμασίας (προθέρμανσης), την ακόλουθη:

Δραστηριότητα 1: Καλό ξεκίνημα! περιγράψτε σε ένα χαρτί ή σχεδιάστε σκέψεις, εικόνες, χρώματα, παραστάσεις που σας έρχονται αυθόρμητα όταν ακούτε τη λέξη: α. φύση, β. περιβάλλον.

Διάρκεια: μισή ώρα

Το σύνολο αυτών των δραστηριοτήτων στις διάφορες υποενότητες για τις οποίες δίνονται και οι χρόνοι υλοποίησης τους, είναι δεκατρείς. Οι δραστηριότητες αυτές είναι είτε αυτοαξιολόγησης (Κόκκος, Λιοναράκης, 1998a), είτε έχουν σα στόχο τον περαιτέρω προβληματισμό και εμβάθυνση.

Το κείμενο αρχίζει με εισαγωγικές παρατηρήσεις που στοχεύουν στην ενθάρρυνση του σπουδαστή και την εξοικείωση του με το υλικό και την εκπαιδευτική διαδικασία, αναλύονται τα προσδοκώμενα αποτελέσματα που αφορούν το γνωστικό, συναισθηματικό και ψυχοκινητικό τομέα σύμφωνα με το σύστημα Bloom (Κόκκος, Λιοναράκης, 1998b), καθώς και ο σκοπός για τον οποίο έχει γραφτεί .

Και το ενδιαφέρον ταξίδι στο χώρο και στο χρόνο ξεκινά.

Το έντυπο με έγχρωμες γραμματοσειρές στα κείμενα και φωτογραφίες από την περιήγηση στους γεώτοπους της Μακεδονίας και Θράκης, τελειώνει με σύνοψη, γλωσσάριο σε έννοιες της γεωλογικής κληρονομιάς και του περιβάλλοντος (bold στο κείμενο), βιβλιογραφικές αναφορές, οδηγό περαιτέρω μελέτης-συμπληρωματικές πηγές και χρήσιμες τοποθεσίες στο διαδίκτυο. Περιέχει επίσης

απαντήσεις για όλες τις ζητούμενες παιδαγωγικές δραστηριότητες, που είναι δέκα τρεις και για τις ερωτήσεις, πέντε τον αριθμό, καθώς και συζήτηση για πιθανές δυσκολίες και λάθη.

Η όλη εκπαιδευτική διαδικασία τελειώνει με γραπτή εργασία. Ακόμη προτείνονται δύο εθελοντικές εργασίες.

2.8 Αποτελέσματα μελέτης του υλικού

Στο τέλος της εκπαιδευτικής αυτής διαδικασίας, δηλαδή της μελέτης του εκπαιδευτικού υλικού (ταινία και έντυπο) και εκτέλεσης των προτεινόμενων δραστηριοτήτων, γίνεται έλεγχος από τον ίδιο το μαθητευόμενο των γνώσεων και των δεξιοτήτων (αυτοαξιολόγηση), έλεγχος δηλαδή των προσδοκώμενων αποτελεσμάτων όπως αυτά είχαν τεθεί εξ αρχής. Σύμφωνα με τα προσδοκώμενα αποτελέσματα αναμένεται ώστε ο σπουδαστής στο τέλος της όλης παιδαγωγικής διαδικασίας να είναι σε θέση να:

- γνωρίζει και να ορίζει τι είναι γεωλογική κληρονομιά και γεώτοποι.
- απαριθμεί και να περιγράφει μερικές κατηγορίες γεωτόπων της Μακεδονίας και Θράκης καθώς και το σκεπτικό για μερικές ειδικές κατηγορίες γεωτόπων που η διατήρηση τους παρουσιάζει το στοιχείο του επείγοντος.
- έχει γνώμη για την ιδέα (concept) της διατήρησης της φύσης γενικά και της γεωδιατήρησης ειδικότερα στην Ελλάδα.
- απαριθμεί και επεξηγεί τρόπους για τη διάδοση, ευαισθητοποίηση στην ιδέα της γεωδιατήρησης, καθώς και τις ενέργειες για τη διατήρηση και προστασία των γεωτόπων.
- υποστηρίζει και διεκδικεί ένα νέο περιβαλλοντικό ήθος, μία νέα περιβαλλοντική αντίληψη, νέες αξίες για ένα ενιαίο, ολιστικό περιβάλλον.

Μία χαρακτηριστική αλλαγή ως αποτέλεσμα αυτής της εκπαιδευτικής διαδικασίας μπορεί να διαπιστωθεί με τη σύγκριση του αποτελέσματος της πρώτης δραστηριότητας που αναφέραμε προηγουμένως και της τελευταίας δραστηριότητας του περιγραφόμενου εντύπου, όπου ελέγχεται και επισημαίνεται από τον ίδιο το σπουδαστή, η αλλαγή σε επίπεδο αντίληψης της έννοιας (concept) της φύσης και του περιβάλλοντος, που είναι η ακόλουθη:

Δραστηριότητα 13: Τελειώσατε το κεφάλαιο! Μπράβο σας! περιγράψτε σε ένα χαρτί ή σχεδιάστε τι σκέψεις, εικόνες, χρώματα, παραστάσεις σας έρχονται αυθόρμητα όταν ακούτε τη λέξη φύση, τη λέξη περιβάλλον. Συγκρίνετε τα αποτελέσματα με αυτά της δραστηριότητας 1 και επισημάνετε τις διαφορές αν υπάρχουν.

Διάρκεια: μισή ώρα

3 ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΤΟΥ ΕΚΠΑΙΔΕΥΤΙΚΟΥ ΥΛΙΚΟΥ

Στο δεύτερο μέρος του παιδαγωγικού υλικού που περιγράφουμε, υπάρχει μια σειρά ερωτήσεων για την αξιολόγηση του. Οι ερωτήσεις σχετίζονται με έναν κατάλογο ελέγχου των στοιχείων που πρέπει να αναζητήσει κανείς για να κρίνει την ποιότητα του πακέτου εκπαίδευσης (Race 1999).

Οι σπουδαστές - χρήστες του υλικού παρακαλούνται να διαθέσουν κάποιο χρόνο μετά τη μελέτη του, για να απαντήσουν σε κάποιες ερωτήσεις, ώστε να αξιολογήσουν το υλικό, με στόχο τη συνεχή ανανέωση και αναθεώρηση του.

Η αξιολόγηση προτείνεται να γίνει με βάση την πεντάβαθμη τακτική κλίμακα με τις εξής διαβαθμίσεις (κακή, μέτρια, καλή, ικανοποιητική, πολύ ικανοποιητική).

Η διαδικασία αυτή βοηθά στο να εξεταστεί αν το υλικό ανταποκρίνεται στις απαιτήσεις και κατά πόσο είναι, αν είναι, συμβατό με αυτού του είδους την εκπαίδευση, καθώς και στη βελτίωση, αναπροσαρμογή, ανατροφοδότηση του μαθησιακού υλικού αξιοποιώντας τις παρατηρήσεις και τις υποδείξεις των σπουδαστών-χρηστών του υλικού.

3.1 Στόχοι της αξιολόγησης

Η αξιολόγηση αυτή γίνεται για να καλύψει δύο επί μέρους στόχους.

Στόχος 1: ερωτήματα που ικανοποιούν τις αρχές της Αεξ, δηλαδή αν το υλικό υποστηρίζει αφενός τις διδακτικές λειτουργίες αντικαθιστώντας το διδάσκοντα και αφετέρου αν είναι σχεδιασμένο με τέτοιο τρόπο και αν χρησιμοποιεί τα κατάλληλα μέσα, ώστε να εξασφαλίζει, σε όσο το δυνατόν μεγαλύτερο βαθμό, τη δυνατότητα στο σπουδαστή να επιλέξει τον τόπο και χρόνο της μελέτης του καθώς και το ρυθμό με τον οποίο θα μάθει.

Στόχος 2: ερωτήματα που να απαντούν στο αν το υλικό ανταποκρίνεται στις ανάγκες της εκπαίδευσης ενηλίκων. Αν δηλαδή πρόκειται για υλικό αποτελεσματικό και επικοινωνιακό για ενήλικες, αν συμβάλλει στη διεργασία μάθησης ενηλίκων (με δραστηριότητες, παραδείγματα, μελέτες περίπτωσης, κλπ. θέματα για καλύτερη αποτύπωση) και στην αντιμετώπιση δυσκολιών, ανησυχιών, διλημμάτων που αυτοί πολλές φορές παρουσιάζουν.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Θεοδοσίου-Δρανδάκη Ειρ. 1997. Ξενάγηση στους γεώτοπους της Μακεδονίας και Θράκης – η γεωλογική μας κληρονομιά, Βιντεοταινία, Θεσσαλονίκη ΕΤ3, παραγωγή ΙΓΜΕ.

Βεργίδης Δ., Λιοναράκης Α., Λυκουργιώτης Α., Μακράκης Β., Ματραλής Χ., 1998. Θεσμοί και λειτουργίες, ΕΑΠ, Πάτρα, 312σ.

Κόκκος Α., Λιοναράκης Α., 1998a. Σχέσεις διδασκόντων-διδασκομένων, ΕΑΠ, Πάτρα, 265σ.

Κόκκος, Α. Λιοναράκης, Α. 1998b. Το εκπαιδευτικό υλικό και οι νέες τεχνολογίες, ΕΑΠ, Πάτρα, 404σ.

Drandaki I., Fermeli G., Koutsouveli A. (ed.), 1999. Geological heritage – research in environmetal education and cooperation in European level. GRECEL educational pack, IGME, 182p.

Race Ph. 1999. Το εγχειρίδιο της Ανοιχτής Εκπαίδευσης, εκδ. Μεταίχμιο, σελ. 247σ.

Θεοδοσίου-Δρανδάκη Ειρ. 2002: Εκπαιδευτικό υλικό και υλικό αξιολόγησης της βιντεοταινίας. Ξενάγηση στους γεώτοπους της Μακεδονίας και Θράκης – η γεωλογική μας κληρονομιά, ΙΓΜΕ, 52σ.

ABSTRACT

PEDAGOGICAL GUIDE FOR THE VIDEOTAPE « GEOTOPES OF MACEDONIA AND THRACE, OUR GEOLOGICAL HERITAGE »

Theodossiou-Drandaki Ir.

I.G.M.E., Mesogion Str. 70, 115 27, Athens

This paper deals with the printed educational material, created to accompany as study guide the videotape: " our geological heritage- Itinerary to geotopes of Macedonia and Thrace, in Northern Greece", IGME 1997 production.

This printed document aims on the one hand, to support the videotape in order that the later, becomes interactive and flexible, while on the other gives the opportunity to candidate student of this independent educational cycle to be trained without the physical presence of educator.

It is addressed to distance learning students of geosciences or environment or in persons interested in geology and geological heritage, as well as teachers dealing with environmental education, in tourist guides, land use planners etc. There is no ambition to prepare specialists in geology with this. It simply aims to help in understanding that rocks and subsoil are integral part of the natural world and contain significant information for the past of the Earth, our past. It also aims to help in understanding some meanings of geoconservation, the relevant new terminology of this concept, and to create a communication code with the specialists in order to facilitate the cooperation. The videotape, half an hour duration, aims to give the necessary images and script.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

Η ΔΙΔΑΣΚΑΛΙΑ ΤΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΣΤΗ ΜΕΣΗ ΕΚΠΑΙΔΕΥΣΗ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ: ΜΙΑ ΔΙΑΧΡΟΝΙΚΗ ΘΕΩΡΗΣΗ ΚΑΙ ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ ΓΙΑ ΤΟ ΜΕΛΛΟΝ

Σκαρπέλης Ν.[1] , Ασημακοπούλου Αικ.[2] και Μιχαλοπούλου Κ.[3]

[1]*Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Αθηνών, Πανεπιστημιούπολη, 15784 Ζωγράφου, skarpelis@geol.uoa.gr*

[2] *Αγ. Αθανασίου 33, 17342, Αθήνα*

[3] *Χαλκίδος 20, 17341, Αθήνα, Diana_mich@hotmail.com*

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην παρούσα εργασία γίνεται μία θεώρηση της διδασκαλίας των μαθημάτων της γεωλογίας και της γεωγραφίας στη Μέση Εκπαίδευση στην Ελλάδα, η οποία καλύπτει τη χρονική περίοδο μεταξύ 1899-1999. Η μεθοδολογία εργασίας που εφαρμόσθηκε ήταν η ακόλουθη: ανατρέξαμε στα Φύλλα Εφημερίδων της Κυβέρνησης που αναφέρονται στην Εκπαίδευση και από αυτά ξεχωρίσαμε τα αναφερόμενα στη Μ.Ε. και στα μαθήματα της γεωγραφίας - γεωλογίας. Διακρίνονται τα έτη "σταθμοί" στα οποία ή εισήχθησαν τα αντίστοιχα μαθήματα ή διαφοροποιήθηκαν τα αναλυτικά προγράμματα και περιγράφεται η υφιστάμενη κατάσταση έως το σχολικό έτος 2003-2004. Υποστηρίζεται ότι η ύλη πρέπει να περιλαμβάνει θέματα που σχετίζονται κυρίως με τις φυσικές καταστροφές και τη διαχείρισή τους, τη διαχείριση υδάτινων πόρων και ορυκτών υλών, τις διεργασίες στην επιφάνεια της γης που επηρέασαν την εξέλιξη της ζωής έως την εμφάνιση του ανθρώπου καθώς και θέματα διατήρησης των μνημείων της φύσης.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η προσπάθεια αναμόρφωσης του προγράμματος μαθημάτων των σχολείων Μέσης Εκπαίδευσης (Μ.Ε.), είναι γνωστό ότι είχε σαν συνέπεια και την κατάργηση από το σχολικό έτος 1998-1999 του μαθήματος της γεωλογίας, το οποίο διδάσκονταν οι μαθητές της Α' Λυκείου. Επιπλέον καταργήθηκε η γεωγραφία της Γ΄ Γυμνασίου το σχολικό έτος 1995 - 1996. Παρατηρούμε δηλαδή μία σημαντική υποχώρηση της γεωλογικής – γεωγραφικής εκπαίδευσης στην Ελλάδα. Η θέση της πλέον είναι υποδεέστερη σε σχέση με αυτή που κατείχε τα προηγούμενα χρόνια. Η εξέλιξη αυτή με καθαρά ορθολογικά κριτήρια είναι ανεξήγητη. Ετσι το ισχυρότερο από τα επιχειρήματα για το διορισμό γεωλόγων στη Μ.Ε. έπαψε ουσιαστικά να είναι ισχυρό και αυτό σταδιακά θα έχει σαν συνέπεια την υποβάθμιση της ποιότητας διδασκαλίας της γεωλογίας. Για μία ακόμη φορά ο γεωλογικός κόσμος βρέθηκε προ απροόπτου, αδύναμος να πιέσει για να ανακληθεί η απόφαση. Οι διαμαρτυρίες με έγγραφα και παραστάσεις από τα Τμήματα Γεωλογίας και την Ελληνική Γεωλογική Εταιρία δεν απέδωσαν. Η διερεύνηση των πραγμάτων έδειξε ότι η διαμόρφωση του νέου προγράμματος μαθημάτων είχε γίνει από ομάδα εργασίας που ορίστηκε μετά από πρόταση του Παιδαγωγικού Ινστιτούτου χωρίς τη συμμετοχή γεωλόγου. Η εισαγωγή ορισμένων νέων μαθημάτων επιλογής ξένισε πολλούς (π.χ. τα μαθήματα: "Στοιχεία Γεωπονίας και Αγροτικής Ανάπτυξης", "Βιομηχανική Παραγωγή και Ενέργεια", "Νεώτερη Ευρωπαϊκή Λογοτεχνία – Ιστορία και Κείμενα"). Το γεγονός αυτό έδειξε ότι όλοι πλέον οι επαγγελματικοί κλάδοι θεωρούν ότι αντικείμενα της επιστήμης τους πρέπει να διδάσκονται στα σχολεία Μ.Ε. ή ότι τα σχολεία αυτά αποτελούν λύση για απασχόληση μελών τους. Πριν από τρία χρόνια οι Πρόεδροι των Οικονομικών Τμημάτων των Πανεπιστημίων είχαν επίσημα ζητήσει τη διδασκαλία οικονομικών μαθημάτων στη Μ.Ε. από αποφοίτους τους σε αυξημένο αριθμό ωρών. Στη σημερινή εποχή με την αυξημένη ανεργία των πτυχιούχων των Πανεπιστημιακών Σχολών είναι εύλογο να θεωρούν τη Μ.Ε. σαν μία πρόσθετη διέξοδο στο πρόβλημα «απασχόληση».

Θέματα γεωλογίας και γεωγραφίας (είτε με τμήματά της που είναι καθαρά γεωλογικά είτε με αντικείμενα που ανήκουν αναμφισβήτητα στον κλάδο της γεωγραφίας π.χ. οικονομική γεωγραφία, ανθρωπογεωγραφία), καθημερινά απασχολούν τους απλούς πολίτες και τους υπεύθυνους της πολιτείας σε όλο τον κόσμο. Συχνά αποτελούν πρώτο θέμα της ημέρας για τα μέσα μαζικής

ενημέρωσης. Θέματα που σχετίζονται με το γήϊνο σύστημα και που πιστεύουμε ότι πρέπει να γνωρίζει στοιχειωδώς ένας συνειδητοποιημένος - ενημερωμένος πολίτης είναι αυτά που αναφέρονται:

- Στις φυσικές καταστροφές και τη διαχείρισή τους (σεισμοί, κατολισθήσεις, πλημμυρικά φαινόμενα κ.λ.π).
- Στα προβλήματα διαχείρισης νερού (λειψυδρία, υφαλμυρίνση, μόλυνση). Οι επόμενοι πόλεμοι - λένε - θα γίνονται για το νερό.
- Στα προβλήματα διαχείρισης ορυκτών υλών (έρευνα εντοπισμού, ανάπτυξη μεταλλείων – λατομείων, αποκατάσταση των χώρων).
- Στις διεργασίες στην επιφάνεια της γης που επηρέασαν την εξέλιξη της ζωής έως την εμφάνιση του ανθρώπου.
- Στα προβλήματα διατήρησης των μνημείων της φύσης.

Πρέπει επίσης να σημειωθεί ότι:

- Ολες οι αναφορές σε κλιματικές μεταβολές και σε φαινόμενα που αλλοιώνουν το ευρύτερο περιβάλλον μέσα στο οποίο δραστηριοποιείται ο άνθρωπος (π.χ. φαινόμενο θερμοκηπίου, φαινόμενο el nino, ακραία καιρικά φαινόμενα) αναπτύσσονται και εξετάζονται πάνω σε γεωλογικό υπόβαθρο (Η κλιματολογία είναι κλάδος των γεωεπιστημών).
- Πολλά ιστορικά γεγονότα ερμηνεύονται όταν εξετασθούν από την οπτική γωνία των γεωλογικών – γεωγραφικών μεταβολών (έλεγχος στρατηγικής σημασίας φυσικών πόρων, προμήθεια ορυκτών υλών, έλεγχος στρατηγικά κρίσιμων γεωγραφικών σημείων κ.λ.π.).

Η διδασκαλία της γεωλογίας στη Μ.Ε. δεν πρέπει να είναι μόνον εγκυκλοπαιδικού χαρακτήρα, αλλά και χρηστικού για το μαθητή και αυριανό υπεύθυνο πολίτη. Μέσα από τα μαθήματα αυτά πρέπει:

- να μπορεί να αναγνωρίζει πόσο αναγκαίο είναι να γίνονται τεχνικογεωλογικές μελέτες πριν την κατασκευή σπιτιών και μεγάλων τεχνικών έργων
- να διακρίνει τα οφέλη της ανακύκλυσης
- να αναγνωρίζει ότι δεν είναι δυνατό να συνεχισθεί η ανάπτυξη της κοινωνίας και η εξέλιξη της ανθρωπότητας χωρίς ορυκτές ύλες και ότι με ορθολογική εκμετάλλευσή τους δεν θα στερηθούν οι επόμενες γενεές ό,τι χρειάζονται από το υπέδαφος
- να εντοπίζει τους παράγοντες της γεωγενούς και ανθρωπογενούς αλλοίωσης του περιβάλλοντος και να πιστεύει και στηρίζει όποια μέτρα θελήσει να εφαρμόσει η πολιτεία για την προστασία του. Η διδασκαλία της γεωλογίας - γεωγραφίας μπορεί να βοηθήσει σημαντικά στη διαμόρφωση χαρακτήρων υπεύθυνων πολιτών, που θα είναι σε θέση να αποτιμήσουν τις σχέσεις ανθρώπου και περιβάλλοντος και θα είναι πολίτες ικανοί για να προβλέπουν και αντιμετωπίζουν τα σχετικά προβλήματα πριν αυτά προκύψουν.

2 ΜΙΑ ΔΙΑΧΡΟΝΙΚΗ ΘΕΩΡΗΣΗ ΤΗΣ ΔΙΔΑΣΚΑΛΙΑΣ

Στους πίνακες που ακολουθούν γίνεται προσπάθεια να σκιαγραφηθεί το ιστορικό πλαίσιο διδασκαλίας των μαθημάτων Γεωγραφίας – Γεωλογίας στη Μέση Εκπαίδευση μέσα από : 1) τα ΦΕΚ στα οποία υπάρχουν τα αντίστοιχα νομοθετικά διατάγματα και 2) τα σχολικά εγχειρίδια του μαθήματος της Γεωλογίας.

Όπως φαίνεται και στον Πίνακα 1 το μάθημα της Γεωλογίας διδασκόταν ως αυτοτελές μάθημα (και όχι στα πλαίσια των φυσιογνωστικών μαθημάτων) από το σχολικό έτος 1961-62 έως το σχολικό έτος 1997-1998. Η πληρέστερη μορφή του πίνακα, η οποία περιλαμβάνει και τη διδακτική ύλη όπως αυτή περιγραφόταν στα Φύλλα Εφημερίδας της Κυβέρνησης, είναι στη διάθεση των ενδιαφερομένων.

2.1 Σταθμοί στη διδασκαλία του μαθήματος της Γεωλογίας στη Μ.Ε.

Οι σταθμοί στη διδασκαλία του μαθήματος θεωρούμε ότι είναι οι ακόλουθοι:

- Η γεωλογία διδάσκεται για πρώτη φορά από το σχολικό έτος 1932-33 στα πλαίσια των φυσιογνωστικών μαθημάτων και η διδακτέα ύλη ορίζεται ως εξής: «Στοιχεία της Λιθόσφαιρας της Γης και εποπτική εξέτασις των εν Ελλάδι ορυκτών».
- Στη συνέχεια - και πάλι σαν μάθημα ενταγμένο στο πλαίσιο των φυσιογνωστικών μαθημάτων - διδάσκεται από το έτος 1941-1942 στην Ε' τάξη των Πρακτικών Λυκείων καλύπτοντας τα ακόλουθα θέματα: «ενέργεια του ύδατος, ενέργεια του ανέμου, πετρογονική ενέργεια των φυτών και των ζώων, ηφαιστειακά φαινόμενα, σχηματισμός ορέων, πτυχώσεις, ρήγματα, σεισμός».

- Σταθμό στη διδασκαλία του μαθήματος αποτελεί - όπως προαναφέρθηκε - το σχολικό έτος 1961-62 όταν εισάγεται στο σύνολο των Γυμνασίων της Ελλάδας στη Δ΄ τάξη ως αυτοτελές το μάθημα της Γεωλογίας με διδακτέα ύλη την ακόλουθη: «Στοιχεία κλιματολογίας και γεωμορφολογίας, η ιστορία της Γης, δομή στερεού φλοιού, ενδογενή και εξωγενή γεωλογικά φαινόμενα, πετρώματα - είδη αυτών, απολιθώματα, γεωλογικοί αιώνες, γεωλογία Ελλάδος, το έδαφος της Ελλάδος, ορυκτολογία (στοιχεία κρυσταλλογραφίας), τα ορυκτά της Ελλάδος».
- Κατά τα επόμενα σχολικά έτη το πρόγραμμα διδασκαλίας του μαθήματος διατηρείται σε γενικές γραμμές το ίδιο έως το έτος 1979-80 όπου γίνονται βασικές αναπροσαρμογές της διδακτέας ύλης. Είναι χαρακτηριστικό ότι στο αντίστοιχο Φύλλο Εφημερίδας της Κυβέρνησης αναφέρεται ως σκοπός του Μαθήματος : «α. Να γνωρίσουν οι μαθητές τα χαρακτηριστικά γεωλογικά φαινόμενα της σύγχρονης και παλαιότερης ιστορίας της Γης και να προχωρήσουν στην ερμηνεία τους, β. Να γνωρίσουν τα ορυκτά της Γης όχι μόνο καθ' εαυτά αλλά και σε συνδυασμό με τις πηγές του φυσικού πλούτου της χώρας, την οικονομική ανάπτυξη και τα προβλήματα προστασίας του περιβάλλοντος». Στη διδακτέα ύλη περιλαμβάνονται τα ακόλουθα: «Η Γη ως Ουράνιο σώμα, ορισμός και διαίρεση της Γεωλογίας, πετρογραφία – πετρογένεση, τα υλικά του φλοιού της Γης, πετρώματα (ιζηματογενή – πυριγενή -μεταμορφωσιγενή), ορυκτά και μεταλλεύματα, γεωτεκτονική - γεωλογική ενέργεια της ατμόσφαιρας, γεωλογική ενέργεια του νερού, γηγενής θερμότητα, ηφαιστειότητα της γης, σεισμοί, ιστορική γεωλογία, γεωλογικοί αιώνες, ορυκτολογία».
- Τελευταίο μέχρι στιγμής σταθμό στην εξέλιξη της διδασκαλίας του μαθήματος της Γεωλογίας αποτελεί η *κατάργηση του μαθήματος* από το σχολικό έτος 1998-99.

Πίνακας 1. Το νομοθετικό πλαίσιο διδασκαλίας της Γεωλογίας – Γεωγραφίας στη Μ.Ε. από το 1899 έως το 1999

Έτος	Αρ. Φύλλου/Τεύχος	Ημ/νία	Μάθημα	Σχολείο	Τάξη	Ώρες/εβδ.
1900	227 / 1°	28/9/1900	Γεωλ./Γεωγρ.	Γυμνάσιο	Δεν διδασκόταν σε καμμία τάξη	
1901	159 / 1°		Γεωγραφία	Εμπ. Σχολή	Α	2
1907	139 / 1°	12/7/1907	Προκήρυξη διαγωνισμού προς συγγραφή διδακτικών βιβλ. Μ.Ε.			
1914	369 / 1°	10/12/1914	Γεωγραφία	Γυμνάσιο	Δεν διδασκόταν σε καμμία τάξη	
1920	192 / 1°	26/8/1920	Γεωγραφία	Ιερατικές Σχολές	Β	2
1929	360 / 1°	28/9/1929	Γεωγραφία	Εμπορ. Σχολές(Α)	Α/Β/Γ/Δ/Ε	2/2/2/1/1
1929	360 /1°	28/9/1929	Γεωγραφία	Εμπορ. Σχολές(Θ)	Α/Β/Γ/Δ/Ε	2/2/2/1/1
1929	360 / 1°	28/9/1929	Γεωγραφία	Τριτάξιες Εμπ. Σχ.(Α)	Α/Β/Γ	2/2/2
1929	360 / 1°	28/9/1929	Γεωγραφία	Τριτάξιες Εμπ. Σχ.(Θ)	Α/Β/Γ	2/2/2
1932	12 / 1°	13/1/1932	Φυσιογν/κά	Γυμνάσια	Α	3
1932	12 / 1°	13/1/1932	Γεωγραφία	Γυμνάσια&Π.Λ.	Α	2
1932	12 / 1°	13/1/1932	Γεωγραφία	Γυμνάσια&Π.Λ.	Β	2
1932	12 / 1°	13/1/1932	Γεωγραφία	Γυμνάσια&Π.Λ.	Γ	2
1932	12 / 1°	13/1/1932	Γεωγραφία	Γυμνάσια&Π.Λ.	Δ	1
1932	12 / 1°	13/1/1932	Γεωγραφία	Γυμνάσια&Π.Λ.	Ε	1
1932	3 / 1°	4/1/1932	Γεωγραφία	Ιερατικές Σχολές	Α	2
1932	3 / 1°	4/1/1932	Γεωγραφία	Ιερατικές Σχολές	Β	1

Έτος	Αρ. Φύλλου/Τεύχος	Ημ/νία	Μάθημα	Σχολείο	Τάξη	Ώρες/εβδ.(συνέχεια)
1932	3 / 1°	4/1/1932	Γεωγραφία	Ιερατικές Σχολές	Γ	1
1933	308 / 1°	14/10/1933	Γεωγραφία	Πρακτικά Λύκεια	Δ	2
1934	314 / 1°	20/9/1934	Κοσμογραφία	Αστικά σχολεία(Θ)	Α/Β/Γ	2/2/2
1937	423 / 1°	22/10/1937	Γεωγραφία	Γυμνάσιο	Α	2
1939	477 / 1°	9/11/1939	Γεωγραφία	Γυμνάσιο	Α	2
1939	477 / 1°	9/11/1939	Γεωγραφία	Γυμνάσιο	Β	2
1939	477 / 1°	9/11/1939	Γεωγραφία	Γυμνάσιο	Γ	2
1939	477 / 1°	9/11/1939	Γεωγραφία	Γυμνάσιο	Δ	2
1939	478 / 1°	9/11/1939	Φυσική Ιστορία	Αστικά σχολεία	Γ	2
1939	56 / 1°	14/2/1939	Γεωγραφία	Αστικά σχολεία	Α	2
1939	56 / 1°	14/2/1939	Γεωγραφία	Αστικά σχολεία	Β	2
1939	56 / 1°	14/2/1939	Γεωγραφία	Οκτατάξια Γυμν.	Α	2
1939	56 / 1°	14/2/1939	Γεωγραφία	Οκτατάξια Γυμν.	Β	2
1941	211 / 1°	25/6/1941	Γεωλογία εντός Φυσ/κών Π.Λ.		Ε	3 α'εξ./7β' εξ. φυσ/κά
1941	211 / 1°	25/6/1941	Γεωγραφία	Πρακτικά Λύκεια (Π.Λ.)	Γ	1 β' εξ.
1941	211 / 1°	25/6/1941	Γεωγραφία	Πρακτικά Λύκεια (Π.Λ.)	Δ	1 β' εξ.
1941	214 / 1°	27/6/1941	Γεωγραφία	Νυκτερινό Γυμνάσιο	Α	2
1946	171 / 1°	16/5/1946	Γεωγραφία	Εκκλησ/κές σχολές	Α/Β	2/2
1946	191 / 1°	31/8/1949	Γεωγραφία	Οικοκυρικές σχολές	Α/Β/Γ	1/1/1
1961	149 / 1°	11/9/1961	Γεωγραφία	Εσπερινά Γυμνάσια	Α/Β/Γ	1/1/1
1961	151 / 1°	12/9/1961	Γεωγραφία	Πρακτικά Γυμνάσια	Ε	1
1961	151 / 1°	12/9/1961	Γεωλογία	Πρακτικά Γυμνάσια	Δ	2 β' εξ.
1961	151 / 1°	12/9/1961	Γεωγραφία	Πρακτικά Γυμνάσια	Δ	1
1961	151 / 1°	12/9/1961	Γεωλ./Γεωγρ.	Κλασς. Γυμνάσια	Δ	2 α'εξ./1β' εξ.
1961	154 / 1°	13/9/1961	Γεωλ./Ορυκτ.	Νυκτ. Γυμν.	Δ	1 β' εξ.
1961	154 / 1°	13/9/1961	Γεωλ./Ορυκτ.	Οικ. Οικονομίας	Δ	1 β' εξ.
1961	154 / 1°	13/9/1961	Γεωγραφία	Οικ. Οικον., Γυμνάσια	Δ	1 α' εξ.
1962	173 / 1°	29/10/1962	Γεωγραφία	Οικονομικά Γυμνάσια	Δ/Ε	1/1
1966	16 / 1°	26/1/1966	Γεωγραφία	Ημερήσια Γυμνάσια	Α/Β	2/2

Έτος	Αρ. Φύλλου/Τεύχος	Ημ/νία	Μάθημα	Σχολείο	Τάξη	Ώρες/εβδ.(συνέχεια)	
1969	225 / 1°	10/11/1969	Γεωγραφία	Σχολεία Μέσης Εκπ.	Α/Β/Γ/Δ/Ε	2/1/2/1/1	
1978	79 / 1°	15/5/1978	Γεωγραφία	Λύκειο Γεν. Κατεύθυνσης	Α	1	
1979	240 / 1°	23/10/1979	Γεωλογία	Λύκειο Γεν. Κατεύθυνσης	Α	1	
1993	73 / 1°	20/5/1993	Γεωγραφία	Γυμνάσιο	Α/Β/Γ	3/2/2	
1996	241 / 1°	20/9/1996	Γεωγραφία	Γυμνάσιο	Α/Β	2/2	
1997	65 / 1°	2/5/1997	Γεωλ./Ορυκτ.	Γεν. Λύκειο	Α	1	
1997	65 / 1°	2/5/1997	Γεω./Ορυκτ.	Ενιαίο Πολ. Λύκειο	ΔΕΝ ΔΙΔΑΣΚΟΤΑΝ		
1997	65 / 1°	2/5/1997	Γεωλ./Ορυκτ.	Κλασσικό Λύκειο	Α	1	
1998	1057 / 2°	1/12/1997	Γεωλ./Ορυκτ.	Ενιαίο Λύκειο	ΚΑΤΑΡΓΗΣΗ		
1998	327 / 2°	3/4/1998	Διαχείριση Φυσ. Πόρων	Ενιαίο Λύκειο	Β	2	

2.2 Τα συγγράμματα Γεωλογίας στη Μ.Ε. κατά τα έτη 1899 έως 1999

Πίνακας 2. Σχολικά συγγράμματα Γεωλογίας ή Γεωλογίας-Ορυκτολογίας στη Μ. Εκπαίδευση.

ΤΙΤΛΟΣ	ΣΥΓΓΡΑΦΕΑΣ	ΕΤΟΣ ΕΚΔΟΣΗΣ	ΣΕΛΙΔΕΣ
Στοιχεία Γεωλογίας –Ορυκτολογίας	Βορεάδης, Γ.	1952	161
Στοιχεία Γεωλογίας –Ορυκτολογίας	Βορεάδης, Γ.	1956	180
Στοιχεία Γεωλογίας –Ορυκτολογίας	Γεωργαλάς, Γ. & Μαλλιάρη-Πατέρα, Α.	1966	287
Στοιχεία Γεωλογίας –Ορυκτολογίας	Γεωργαλάς, Γ. & Μαλλιάρη-Πατέρα, Α.	1984	153
Στοιχεία Γεωλογίας –Ορυκτολογίας	Γεωργαλάς, Γ. & Μαλλιάρη-Πατέρα, Α.	1981	158
Γεωλογία	Παπανικολάου, Δ. & Σίδερης, Χ.	1985	182

3 Η ΠΑΡΟΥΣΑ ΚΑΤΑΣΤΑΣΗ

3.1 Η διδασκαλία των μαθημάτων της Γεωλογίας- Γεωγραφίας

Το αναλυτικό πρόγραμμα της Γεωγραφίας - Γεωλογίας σύμφωνα με το Πρόγραμμα Σπουδών του ΦΕΚ 241 (Τεύχος 1°-20/9/1996) περιλαμβάνει τα ακόλουθα γεωγραφικά - γεωλογικά θέματα:

1. Α΄ Γυμνασίου: περιλαμβάνονται μαθήματα σε όλο το σχολικό έτος. Η διδακτέα ύλη χωρίζεται σε τρεις κυρίως ενότητες::

- ΧΑΡΤΕΣ: κλίμακα / υπόμνημα / μελέτη χαρτών
- ΤΟ ΦΥΣΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ: Ατμόσφαιρα / Υδρόσφαιρα / Λιθόσφαιρα / Βιόσφαιρα
- ΟΙ ΑΝΘΡΩΠΟΙ ΚΑΙ ΟΙ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΕΣ ΤΟΥΣ

2. Β΄ Γυμνασίου : περιλαμβάνονται μαθήματα σε όλο το σχολικό έτος. Η διδακτέα ύλη χωρίζεται στις ακόλουθες ενότητες :

- ΧΑΡΤΕΣ: είδη χαρτών / μελέτη της Ευρώπης με τη βοήθεια χαρτών
- ΟΙ ΚΑΤΟΙΚΟΙ ΤΗΣ ΕΥΡΩΠΗΣ: πολιτισμός, θρησκείες κλπ.
- ΤΟ ΦΥΣΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ: γεωλογική ιστορία Ευρώπης-Ελλάδας και αντίστοιχα γεωλογικά και γεωμορφολογικά στοιχεία αυτών
- ΟΙΚΟΝΟΜΙΚΕΣ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΕΣ

3.2 Η διδασκαλία των μαθημάτων επιλογής που αφορούν ευρύτερα το υπό εξέταση αντικείμενο:

1. Αρχές περιβαλλοντικών επιστημών (Β' Τάξη Ενιαίου Λυκείου, Μάθημα επιλογής και των τριών κατευθύνσεων, 2 ώρες/εβδομάδα). Διδακτέα ύλη:
   Κεφάλαιο 4. Ανθρωπος και δομημένο περιβάλλον
   Κεφάλαιο 5. Ανθρωπογενείς επιδράσεις στο περιβάλλον
   Κεφάλαιο 7. Ηπιες μορφές ενέργειας
   Κεφάλαιο 8. Περιβάλλον, ανάπτυξη και ποιότητα ζωής
2. Διαχείριση Φυσικών Πόρων (Β' Τάξη Ενιαίου Λυκείου, Μάθημα επιλογής με 2 ώρες/εβδομάδα). Διδακτέα ύλη: Φυσικοί - Υδάτινοι Πόροι, Έδαφος, Υπέδαφος, Ενέργεια.

3.3 Οι συνέπειες

Η μη διδασκαλία της γεωλογίας ως αυτοτελούς μαθήματος στα σχολεία Μ.Ε. θα οδηγήσει άμεσα σε περαιτέρω υποβάθμιση της γνώσης που παρέχεται στους μαθητές. Είναι ξεκάθαρο ότι σήμερα πρέπει να διεκδικήσουμε πολλές θέσεις γεωλόγων-καθηγητών στη Μ.Ε. Ο λόγος είναι απλός: χρειαζόμαστε πολλές φωνές της γεωλογίας στη Μέση Εκπαίδευση έτσι ώστε - με το σωστό τρόπο διδασκαλίας - να διαμορφώνουμε ενημερωμένους πολίτες.

3.4 Πως διδάσκεται η γεωλογία σε άλλες χώρες

Μία έρευνα που κάναμε μέσω των Γεωλογικών Εταιριών των Ευρωπαϊκών χωρών και από πληροφόρηση από Υπηρεσίες και συναδέλφους της Ευρώπης δείχνει ότι σε αρκετές χώρες επικρατεί το ίδιο καθεστώς διδασκαλίας της γεωλογίας με αυτό στην Ελλάδα. Τα θέματα και οι ώρες διδασκαλίας έχουν σημαντικές διαφορές από τη μία χώρα στην άλλη. Σε αρκετές περιπτώσεις η έκταση της ύλης και τα αντικείμενα καθορίζονται από τον διδάσκοντα. Δεν είναι όμως τυχαίο το γεγονός ότι σε χώρες με ποιοτικά υψηλό επίπεδο βασικής και μέσης εκπαίδευσης, όπως η Ελβετία, η Γαλλία και η Μεγάλη Βρετανία, η γεωλογία διδάσκεται ικανοποιητικά. Είναι χαρακτηριστική η περίπτωση της Ελβετίας στην οποία η γεωλογία είναι υποχρεωτικό μάθημα στα Γυμνάσια Φυσικών Επιστημών και περιλαμβάνει - μεταξύ άλλων - εργαστηριακές ασκήσεις (κυρίως αναγνώριση ορυκτών και πετρωμάτων) καθώς και ασκήσεις υπαίθρου (ασκήσεις τοπογραφίας, αναγνώριση πετρωμάτων, δομών, γεωμορφών κ.λ.π.).

4 Η ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΗ ΕΚΠΑΙΔΕΥΣΗ: ΜΙΑ ΕΥΚΑΙΡΙΑ ΠΟΥ ΔΕΝ ΠΡΕΠΕΙ ΝΑ ΧΑΘΕΙ

4.1 Η Εγκύκλιος της 9ης Οκτωβρίου 2001

Στην εγκύκλιο αναφέρεται ότι δεν θεωρούνται ως προγράμματα Περιβαλλοντικής Εκπαίδευσης (Π.Ε.) ούτε χρηματοδοτούνται οι τριήμερες περιβαλλοντικές εκδρομές, οι επισκέψεις στα κέντρα Π.Ε. και οι ημέρες τοπικών δράσεων όπως δενδροφυτεύσεις, καθαρισμός παραλιών κλπ. Τα προγράμματα αυτά υλοποιούνται για τα ακόλουθα περιβαλλοντικά θέματα (αναφέρονται εδώ μόνον τα γεωλογικού - γεωγραφικού περιεχομένου):

- Διαχείριση υδατικών πόρων
- Διαχείριση παράκτιων περιοχών
- Ρύπανση των υδάτων
- Διαχείριση απορριμμάτων (ΧΥΤΑ - ανακύκλυση)
- Κίνδυνοι από τη χρήση πυρηνικής ενέργειας
- Φυσικές καταστροφές
- Περιβάλλον και πολιτισμός, υιοθεσίες περιοχών, οικολογικός τουρισμός
- Εντατικές μορφές εκμετάλλευσης φυσικών πόρων

Υπάρχουν βέβαια σοβαρές ενδογενείς αδυναμίες στη Μέση Εκπαίδευση (διοικητικού και οικονομικού χαρακτήρα) που καθιστούν την εφαρμογή του προγράμματος Π.Ε. δύσκολη. Είναι χαρακτηριστικό ότι το πρόγραμμα αυτό πρέπει να υλοποιηθεί «εκτός ωρών λειτουργίας των σχολικών μονάδων» και με τους καθηγητές - χωρίς ιδιαίτερα κίνητρα – να πρέπει να φροντίζουν για την οργάνωσή τους.

4.2 Πρόταση για περιοχές όπου θα γίνονται οι μελέτες πεδίου

Μέσα ή γύρω από το λεκανοπέδιο της Αθήνας υπάρχουν πολλές θέσεις, οι οποίες προσφέρονται για εκπαιδευτικές εκδρομές «γεωγραφικού – γεωλογικού» χαρακτήρα, όπως:

- Λαύριο: η δύναμη των μετάλλων που στήριξε την ανάπτυξη της Αθηναϊκής Δημοκρατίας, μνημείο της φύσης και της μεταλλευτικής τεχνολογίας.
- Πεντέλη: τα μάρμαρα του Παρθενώνα και η τεχνική εξόρυξης και μεταφοράς
- Το τοπίο της Αττικής: οι μεταβολές στο φυσικό τοπίο σε ιστορικούς χρόνους (π.χ. Πειραιάς, ακτές Αττικής, Ιριδανός).
- Πολλές θέσεις στις οποίες η εκμάθηση της ανάγνωσης ενός χάρτη (τοπογραφικού ή άλλου) μπορεί να γίνει και με τη μορφή παιχνιδιού για τους μαθητές της Γ΄ Γυμνασίου.

5 ΣΕ ΠΟΙΑ ΣΧΟΛΙΚΗ ΤΑΞΗ ΠΡΕΠΕΙ ΝΑ ΔΙΔΑΣΚΕΤΑΙ Η ΓΕΩΛΟΓΙΑ

Νομίζουμε ότι η κατάλληλη περίοδος είναι στην Γ΄ Γυμνασίου ή στην Α΄ Λυκείου, διότι στην ηλικία των 14-15 ετών:

- Οι μαθητές έχουν γενικότερα ενδιαφέροντα για τα φυσικά φαινόμενα και τις επιδράσεις τους στο περιβάλλον ή την καθημερινή ζωή
- Εχει προηγηθεί η διδασκαλία της Γεωγραφίας στην Α΄ και τη Β΄ τάξη του Γυμνασίου
- Οι μαθητές είναι ακόμη δεκτικοί γνώσεων οι οποίες δεν έχουν άμεση χρηστικότητα στην προσπάθειά τους να επιτύχουν στις εισαγωγικές εξετάσεις για την Ανώτατη Εκπαίδευση
- Διότι δίνεται σε αυτούς καλύτερα η δυνατότητα «εργασίας πεδίου»

Στο νέο πρόγραμμα προπτυχιακών σπουδών στο Γεωλογικό Τμήμα της Αθήνας εισάγεται από το 2003-04 το μάθημα επιλογής «Διδακτική της γεωλογίας» για όλες τις κατευθύνσεις σπουδών. Στα πλαίσια του μαθήματος αυτού θα δίνεται η ευκαιρία στο φοιτητή να αποκτήσει ικανότητα να χρησιμοποιεί εποπτικά μέσα διδασκαλίας της γεωλογίας και γεωγραφίας καθώς και να μπορεί να σχεδιάζει ένα μάθημα Γεωγραφίας - Γεωλογίας για τη Δευτεροβάθμια Εκπαίδευση σύμφωνα με τους στόχους του Αναλυτικού Προγράμματος.

6 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

1. Οφείλουμε σαν γεωλογική κοινότητα να τονίζουμε με κάθε ευκαιρία την ανάγκη να διδαχθεί η γεωλογία σαν αυτόνομο μάθημα στην Γ΄ Γυμνασίου (ή Α΄ Λυκείου). Επίσης να τονίζεται ότι τα σημερινά βιβλία καλύπτουν ένα εξαιρετικά μικρό τμήμα της ύλης που είναι απαραίτητη για τους μαθητές.
2. Η συγγραφή των νέων βιβλίων θα ήταν ευκταίο να γίνει από επιστήμονες όλων των κλάδων των γεωεπιστημών, ώστε να αποφευχθεί η περίπτωση συγγραφής βιβλίου, το οποίο θα είναι μικρογραφία πανεπιστημιακού συγγράμματος. Στα κεφάλαια του βιβλίου πρέπει να υπάρχουν και θέματα που σχετίζονται με το γεωπεριβάλλον και τη διατήρηση των μνημείων της φύσης.
3. Να βρεθούν τρόποι αποκατάστασης επαφής των Γεωλογικών Τμημάτων και της Ε.Γ.Ε. με τους γεωλόγους - καθηγητές της Μ.Ε. Η χρησιμοποίηση της ιστοσελίδας της Ε.Γ.Ε. για «ανάρτηση» θεμάτων που μπορούν να λειτουργήσουν σαν εκπαιδευτικά βοηθήματα για τους γεωλόγους στη Μ.Ε. δεν είναι δύσκολο να γίνει.
4. Να αρχίσουμε ξεναγήσεις ομάδων καθηγητών Μ.Ε. του κλάδου ΠΕ04 σε περιοχές «μνημεία της φύσης», στις οποίες θα μπορούν να πηγαίνουν τους μαθητές κατά τις εκδρομές και τους περιπάτους.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Αθανασάκης, Α., Κουσουρής, Θ.Σ. & Κονταράτος, Σ.Ι. (1998) Αρχές Περιβαλλοντικών Επιστημών, Ο.Ε.Δ.Β., 268, Αθήνα

Βουτσίνος, Γ., Κοσμάς, Κ., Καλκάνης, Γ. & Σούστας, Κ. (1998) Διαχείριση Φυσικών Πόρων. Ο.Ε.Δ.Β., 255σ. Αθήνα

Γεωργαλάς, Γ. & Μαλλιάρη – Πατέρα Α. (1966) Στοιχεία Γεωλογίας και Ορυκτολογίας Α' Λυκείου Ο.Ε.Δ.Β., 287σ., Αθήνα

Καραμπατσά, Α., Κλωνάρη, Α., Κουτσόπουλος, Κ., Μαράκη, Κ. & Τσουνάκος, Θ. (1997) Γεωγραφία Α' Γυμνασίου, Ο.Ε.Δ.Β., 175, Αθήνα
Μαριολάκος, Η. (1976) Γεωγραφία της Ελλάδος, Ο.Ε.Β.Δ., 209σ., Αθήνα
Μαριολάκος, Η. & Σίδερης, Χ. (1979) Γεωγραφία, Ο.Ε.Δ.Β., 140σ., Αθήνα
Παπανικολάου, Δ. & Σίδερης, Χ. (1985) Γεωλογία, 182σ., Αθήνα
Καλαϊτζίδης, Δ. (1999) Το νέο αναλυτικό πρόγραμμα γεωγραφίας. Πρακτικά 5ου Πανελλήνιου Γεωγραφικού Συνεδρίου, Ελληνική Γεωγραφική Εταιρεία, 645-649, Αθήνα.

ABSTRACT

GEOLOGY COURSES IN GREEK HIGH SCHOOLS: AN OVERVIEW AND PROPOSALS FOR THE FUTURE

Skarpelis N.[1], Asimakopoulou Aik.[2], and Michalopoulou C.[3], and

[1] *School of Geology, University of Athens, 15784 Panepistimioupoli, Zografou, Athens, skarpelis@geol.uoa.gr*

[2] *33, Ag. Athanasiou str., 173 42, Athens*

[3] *20, Halkidos str., 173 41, Athens, diana_mich@hotmail.com*

An overview of the earth science courses in the curriculum in the greek high schools from 1899 to 1999 is given in the paper. It was based on detailed searching within files related to educational issues included in the Official Journal of the Greek Government. Although all segments of society can benefit by an enhanced awareness of earth sciences, severe cutbacks in geology education took place last years. It is proposed that the school program should be designed to include a geology course for students of the 3rd class of Gymnasium or the 1st class of the Lyceum, comprising a series of talks and demonstrations on diverse themes related to the evolution of the earth, management of water and mineral and energy resources, natural hazards, the responsible use of the geosphere, the earth processes affecting evolution of life, the origin of human race and the preservation of natural monuments.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

ΟΙ ΓΕΩΕΠΙΣΤΗΜΕΣ ΣΤΟ ΑΝΑΛΥΤΙΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΚΑΙ ΤΑ ΕΓΧΕΙΡΙΔΙΑ ΤΗΣ ΔΕΥΤΕΡΟΒΑΘΜΙΑΣ ΕΚΠΑΙΔΕΥΣΗΣ

Φέρμελη Γ.[1], Μαρκοπούλου-Διακαντώνη Α.[2]
[1]*Παιδαγωγικό Ινστιτούτο, Μεσογείων 406, 15342 Αθήνα, georgia@pi-schools.gr*

[2] *Τομέας Ιστορικής Γεωλογίας-Παλαιοντολογίας, Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος, Πανεπιστήμιο Αθηνών, Πανεπιστημιούπολη Ζωγράφου, 15784 Αθήνα, amarkop@geol.uoa.gr*

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η Γεωλογία έχει πάψει να υφίσταται ως ανεξάρτητο μάθημα στη Δευτεροβάθμια Εκπαίδευση από το 1997. Στοιχεία των γεωεπιστημών περιλαμβάνονται στο αναλυτικό πρόγραμμα του μαθήματος της «Γεωγραφίας» της Α΄ και Β΄ τάξης του Γυμνασίου, καθώς και στα μαθήματα επιλογής της Β΄ τάξης του Ενιαίου Λυκείου «Αρχές Περιβαλλοντικών Επιστημών» και «Διαχείριση Φυσικών Πόρων».

Τρεις τρόποι φαίνεται να υπάρχουν για να ενταχθούν οι γεωεπιστήμες σήμερα στο εκπαιδευτικό μας σύστημα: α) Με το μάθημα «Γεωλογία-Γεωγραφία» και τις διαθεματικές εργασίες που προτείνονται από το «Διαθεματικό Ενιαίο Πλαίσιο Προγραμμάτων Σπουδών» και την «Ευέλικτη ζώνη» στο Γυμνάσιο, β) Με τα μαθήματα επιλογής της Β΄ τάξης του Ενιαίου Λυκείου «Αρχές Περιβαλλοντικών Επιστημών» και «Διαχείριση Φυσικών Πόρων» και γ) Με τα προγράμματα Περιβαλλοντικής Εκπαίδευσης στο Γυμνάσιο και το Ενιαίο Λύκειο.

1 Η ΠΑΡΟΥΣΑ ΚΑΤΑΣΤΑΣΗ ΣΤΗ ΔΕΥΤΕΡΟΒΑΘΜΙΑ ΕΚΠΑΙΔΕΥΣΗ

1.1 Το Αναλυτικό Πρόγραμμα Σπουδών (ΑΠΣ) της «Γεωλογίας-Γεωγραφίας» στο Γυμνάσιο

Θα ξεκινήσουμε την αναφορά μας στα Αναλυτικά Προγράμματα Σπουδών (ΑΠΣ) της «Γεωλογίας-Γεωγραφίας» από το αναλυτικό πρόγραμμα του 1996, διότι σ΄αυτό στηρίζονται τα εγχειρίδια της Γεωγραφίας της Α΄ και Β΄ Γυμνασίου (Καράμπατσα et al. 1997, Καράμπατσα et al. 1998) που διδάσκονται σήμερα στο Γυμνάσιο.

Να σημειωθεί ότι το μάθημα έχει αλλάξει ονομασία με βάση το πρόσφατο Αναλυτικό Πρόγραμμα Σπουδών του 2001, αντί «Γεωγραφία» ονομάζεται «Γεωλογία - Γεωγραφία», αλλά ακόμη οι μαθητές διδάσκονται από τα πιο πάνω βιβλία.

1.1.1 *«Γεωλογία-Γεωγραφία» Α΄ Γυμνασίου*

Το Αναλυτικό Πρόγραμμα της «Γεωγραφίας» της Α΄ Γυμνασίου περιγράφεται στο ΦΕΚ: 241Α'/20-09-1996, χωρίζεται σε τρεις ενότητες που είναι διαρθρωμένες σε 48 μαθήματα (Πίν. 1).

Το πρόγραμμα σπουδών της «Γεωλογίας-Γεωγραφίας» της Α' Γυμνασίου (ΦΕΚ: 1375Β΄/18-10-2001, άρθρο 5 και βελτίωση με το ΦΕΚ: 304τ. Β΄/13-3-2003) είναι διαρθρωμένο στις ίδιες ενότητες και έχει περίπου το ίδιο περιεχόμενο με το ΦΕΚ: 241τ. Α'/20-09-1996. Συγκεκριμένα χωρίζεται σε τρεις ενότητες και προτείνονται 48 διδακτικές ώρες για τη διδασκαλία του (Πίν. 1).

Στη ενότητα «Φυσικό Περιβάλλον» και στα δύο ανωτέρω αναλυτικά προγράμματα προτείνεται το ίδιο περίπου περιεχόμενο. Σ΄ αυτή την ενότητα περιλαμβάνονται και τα στοιχεία των γεωεπιστημών (Πίν. 2).

Η μόνη διαφορά μεταξύ των δύο αναλυτικών προγραμμάτων είναι ότι στο ΦΕΚ του 1996 προτείνονται 6 ώρες ενώ, στα ΦΕΚ του 2001 και 2003 προτείνονται 15 διδακτικές ώρες για τις γεωεπιστήμες. Δηλαδή περίπου το 1/3 των συνολικά προτεινομένων ωρών διδασκαλίας.

Στην Ενότητα «Φυσικό Περιβάλλον» περιλαμβάνονται και οι προβλεπόμενες από το Διαθεματικό Ενιαίο Πλαίσιο Προγραμμάτων Σπουδών (ΔΕΠΠΣ) (ΦΕΚ: 1366τ. Β'/18-10-2001, βελτίωση ΦΕΚ: 1196τ. Β'/26-8-2003) γεωλογικές γνώσεις.

Πίνακας 1. Διάρθρωση του αναλυτικού προγράμματος της «Γεωλογίας-Γεωγραφίας» στο Γυμνάσιο

ΦΕΚ: 241Α'/20-09-1996	ΦΕΚ: 1375τ. Β΄/18-10-2001, άρθρο 5 και βελτίωση με το ΦΕΚ: 304τ. Β΄/13-3-2003
Α΄ Γυμνασίου	
1η Χάρτες (6 μαθ.) 2η Φυσικό περιβάλλον (26 μαθ.) 3η Οι άνθρωποι και οι δραστηριότητές τους (16 μαθ.) (Σύνολο 48 μαθ./ώρες)	1η Χάρτες (6 ώρες) 2η Φυσικό περιβάλλον (30 ώρες) 3η Οι άνθρωποι και οι δραστηριότητές τους (12 ώρες) (Σύνολο 48 ώρες)
Β΄ Γυμνασίου	
1η Χάρτες, με τρεις επιμέρους ενότητες. 2η Το φυσικό περιβάλλον, με οκτώ επιμέρους ενότητες. 3η Οι άνθρωποι και οι δραστηριότητες τους, με επτά επιμέρους ενότητες. (Σύνολο 49 μαθ./ώρες*)	1η Χάρτες (5 ώρες) 2η Το φυσικό περιβάλλον της Ευρώπης (17 ώρες) 3η Οι κάτοικοι της Ευρώπης (12 ώρες) 4η Οικονομικές δραστηριότητες των ευρωπαίων (14 ώρες) (Σύνολο 48 ώρες)
Το αντίστοιχο βιβλίο χωρίζεται σε τέσσερις ενότητες:1η Χάρτες- με 6 μαθήματα, 2η Οι κάτοικοι της Ευρώπης- με 11 μαθήματα, 3η Το φυσικό περιβάλλον- με 14 μαθήματα, 4η Οικονομικές δραστηριότητες- με 18 μαθήματα.	

Πίνακας 2. «Γεωλογία-Γεωγραφία» Γυμνασίου - Σύγκριση των στοιχείων γεωλογικού περιεχομένου μεταξύ των αναλυτικών προγραμμάτων σπουδών του 1996 και 2001, 2003.

ΦΕΚ: 24τ. Α'/20-09-1996	ΦΕΚ: 1375τ. Β΄/18-10-2001, άρθρο 5 και βελτίωση με το ΦΕΚ: 304τ. Β΄/13-3-2003
Α΄ Γυμνασίου	
2η Γενική ενότητα: Το Φυσικό Περιβάλλον (Ευρώπη και Ελλάδα)	Β΄ ενότητα: Το Φυσικό Περιβάλλον
Επιμέρους ενότητες/ Βασικά στοιχεία περιεχομένου	Θεματικές ενότητες (Διατιθέμενος χρόνος)
	Ο πλανήτης γη Δομή του εσωτερικού της Γης. Κινήσεις της Γης και σχετικά φαινόμενα. Θερμικές ζώνες. 3 ώρες
Λιθόσφαιρα Περιγραφή του εσωτερικού της γης. Οι δυνάμεις που διαμορφώνουν το ανάγλυφο της γης. Σύντομη αναφορά τους. Σεισμοί και ηφαίστεια. Γεωγραφική κατανομή. Οι λιθοσφαιρικές πλάκες. Οι μεγάλες οροσειρές του πλανήτη. Οι μεγάλες πεδιάδες του πλανήτη Η ορεινή και πεδινή Ελλάδα (Σύνολο 6 μαθήμ./ώρες)	Η λιθόσφαιρα Λιθοσφαιρικές πλάκες -σχετική κίνηση- συνέπειες. Ενδογενείς δυνάμεις (ηφαίστεια, σεισμοί) και εξωγενείς δυνάμεις (διάβρωση, απόθεση). Γεωλογικός χρόνος. Γενικό ανάγλυφο της γης, γενική περιγραφή των ηπείρων, μεγάλες οροσειρές. (Σύνολο 15 ώρες)
Β΄ Γυμνασίου	
2η Γενική ενότητα: Το Φυσικό Περιβάλλον (Ευρώπη και Ελλάδα)	Β΄ ενότητα: Το Φυσικό Περιβάλλον της Ευρώπης
Επιμέρους ενότητες/ Βασικά στοιχεία περιεχομένου	Θεματικές ενότητες (Διατιθέμενος χρόνος)
1. Σύντομη γεωγραφική ιστορία της Ευρώπης Συνοπτική παρουσίαση της γεωλογικής ιστορίας της Ευρώπης. Βαλτική ασπίδα. Καληδονική, Ερκύνια και Αλπική πτύχωση. Παλαιοευρώπη, Μεσευρώπη και Νεοευρώπη. Σχέση γεωλογικής ιστορίας και αναγλύφου. Ύψος και μορφή βουνών, πεδιάδων κ.λπ. 2. Το ανάγλυφο, η ηφαιστειότητα και η σεισμικότητα της Ελλάδας. Δημιουργία του ελληνικού ανάγλυφου. Τα όρια της ευρωπαϊκής και αφρικανικής πλάκας. Η κίνηση των πλακών και ο ρόλος της στους σεισμούς και τα ηφαίστεια της νότιας Ευρώπης. Το ηφαιστειακό τόξο του Αιγαίου (Σύνολο 2 μαθήμ./ώρες)	1.Η Γεωλογική ιστορία της Ευρώπης Σεισμικότητα στον ευρωπαϊκό χώρο. Σεισμικότητα στο χώρο της Ελλάδας. (Σύνολο 5 ώρες)

1.1.2 *«Γεωλογία-Γεωγραφία» Β΄ Γυμνασίου*

Το αναλυτικό πρόγραμμα της «Γεωγραφίας» της Β' Γυμνασίου του 1996 (ΦΕΚ:241τ. Α'/20-09-1996), χωρίζεται σε τρεις ενότητες, ενώ το αντίστοιχο εγχειρίδιο της Γεωγραφίας είναι διαρθρωμένο σε τέσσερις ενότητες. Το νέο πρόγραμμα σπουδών (ΦΕΚ: 1375, Β΄/18-10-2001, άρθρο 5 και βελτίωση με το ΦΕΚ: 304τ. Β΄/13-3-2003), χωρίζεται σε 4 ενότητες (Πίν. 1).

Στην ενότητα «Φυσικό Περιβάλλον» και στα δύο ανωτέρω αναλυτικά προγράμματα προτείνεται το ίδιο περίπου περιεχόμενο (Πίν. 1). Σ΄ αυτή την ενότητα, περιλαμβάνονται και τα στοιχεία των γεωεπιστημών (Πιν. 2). Η μόνη διαφορά είναι ότι στο ΦΕΚ του 1996 προτείνονται 2 μαθήματα (ώρες), ενώ στο ΦΕΚ του 2001-2003 προτείνονται 5 διδακτικές ώρες για την ανάπτυξη του αντικειμένου.

Στην Ενότητα Φυσικό Περιβάλλον περιλαμβάνονται και οι προβλεπόμενες από το ΔΕΠΠΣ (Διαθεματικό Ενιαίο Πλαίσιο Προγραμμάτων Σπουδών, ΦΕΚ: 1366τ. Β'/18-10-2001, βελτίωση ΦΕΚ: 1196τ. Β'/26-8-2003) γεωλογικές γνώσεις.

1.1.3 *Διαθεματικό Ενιαίο Πλαίσιο Προγραμμάτων Σπουδών (ΔΕΠΠΣ) Γεωλογίας – Γεωγραφίας*

Το Διαθεματικό Ενιαίο Πλαίσιο Προγραμμάτων Σπουδών (ΔΕΠΠΣ) εισάγεται για πρώτη φορά με το ΦΕΚ 1366 τ. Β΄/18-10-2001 στο εκπαιδευτικό μας σύστημα. Στο ΔΕΠΠΣ διατηρούνται τα διακριτά μαθήματα και παράλληλα προωθούνται ποικίλοι τρόποι συσχέτισης της γνώσης σε δύο άξονες «διαθεματικότητας», τον κατακόρυφο (Ενιαίο) και τον οριζόντιο (Διαθεματικό). Το περιεχόμενο και η διαδικασία επεξεργασίας των διαφόρων εννοιών και πληροφοριών πρέπει να διασφαλίζει την εσωτερική συνοχή, τη συνέχεια και την ενιαία ανάπτυξη, τις διεπιστημονικές θεωρήσεις και συσχετίσεις, καθώς και τις διαθεματικές προεκτάσεις.

Μέσα από το ΑΠΣ του κάθε μαθήματος προτείνεται να αναζητηθούν οι προεκτάσεις και οι συσχετίσεις που έχουν τα εξεταζόμενα θέματα των αυτοτελών μαθημάτων στο πεδίο των επιστημών, της τέχνης, της τεχνολογίας, αλλά και στη διαμόρφωση στάσεων και αξιών.

Η γενικότερη αυτή προσέγγιση, δηλαδή η «διαθεματική προσέγγιση», είναι ένας όρος γενικότερος του όρου «διεπιστημονικότητα» και δίνει τη δυνατότητα στο μαθητή να συγκροτήσει ένα ενιαίο σύνολο γνώσεων και δεξιοτήτων, δηλαδή μια ολιστική προσέγγιση της γνώσης, η οποία του επιτρέπει να διαμορφώσει μια προσωπική άποψη για επιστημονικά θέματα τα οποία σχετίζονται μεταξύ τους και συνδέονται άμεσα με ζητήματα της καθημερινής ζωής (ΦΕΚ 304τ. Β'/13-03-2003).

Στους πέντε άξονες γνωστικού αντικειμένου που είναι διαρθρωμένο το ΔΕΠΠΣ της «Γεωλογίας-Γεωγραφίας» στο Γυμνάσιο τα γεωλογικά στοιχεία περιέχονται στην ενότητα Φυσικό Περιβάλλον ως ακολούθως:

Α΄ Γυμνασίου: Λιθόσφαιρα/Δομή του εσωτερικού της γης, Οι λιθοσφαιρικές πλάκες και οι κινήσεις τους, Οι ενδογενείς δυνάμεις και οι εκδηλώσεις τους (ηφαίστεια, σεισμοί), Εξωγενείς δυνάμεις (διάβρωση, απόθεση), Γεωλογικός χρόνος.

Β΄ Γυμνασίου: Γεωλογικοί αιώνες, Συνοπτική γεωλογική ιστορία και τεκτονικές περιοχές της Ευρώπης και της Ελλάδας, Ενδογενείς δυνάμεις, Ηφαίστεια και σεισμικότητα της Ευρώπης και της Ελλάδας, Ανάγλυφο και φυτογεωγραφικές περιοχές της Ευρώπης και της Ελλάδας, Θάλασσες και ακτές της Ευρώπης και της Ελλάδας, Μεσόγειος.

Για το μάθημα της «Γεωλογίας- Γεωγραφίας» Α΄ και Β΄ Γυμνασίου, προτείνονται έξι διαθεματικά σχέδια εργασίας (Πιν. 3).

Πίνακας 3. Προτεινόμενα «Διαθεματικά Σχέδια Εργασίας» στο ΔΕΠΠΣ της «Γεωλογίας- Γεωγραφίας» Γυμνασίου

Α΄ Γυμνασίου	Β΄ Γυμνασίου
Ποτάμια και άνθρωποι	Οι ακτές του τόπου μου
Τα ηφαίστεια και οι σεισμοί	Μεσόγειος και μεσογειακοί πολιτισμοί
Η πόλη μου	Οι πόλεις της Ευρώπης

Μελετώντας, στο ΔΕΠΠΣ, τα σχόλια στα προτεινόμενα διαθεματικά σχέδια, διαπιστώνεται η απουσία της γεωλογίας ακόμη και σε θέματα που προσφέρονται γι΄αυτό το σκοπό, με μόνη εξαίρεση το θέμα «Ηφαίστεια και σεισμοί».

1.1.4 *Σχόλια και παρατηρήσεις για το αναλυτικό πρόγραμμα σπουδών (ΑΠΣ) της «Γεωλογίας-Γεωγραφίας» στο Γυμνάσιο*

Ενώ ο τίτλος του μαθήματος άλλαξε, σύμφωνα με το Αναλυτικό Πρόγραμμα Σπουδών, από «Γεωγραφία» σε «Γεωλογία-Γεωγραφία»: α) Δεν έχει αλλάξει σημαντικά το περιεχόμενο του μαθή-

ματος σε σχέση με το Αναλυτικό Πρόγραμμα του μαθήματος της Γεωγραφίας του 1996, β) Σε πολλά σημεία μέσα στο πρόγραμμα σπουδών αναφέρεται μόνο η λέξη «Γεωγραφία» ή το επίθετο «γεωγραφικός» (Πίν. 4), γ) Η λέξη Γεωλογία «μόνη» δεν αναφέρεται πουθενά, ενώ αντίθετα αναφέρεται η λέξη «Βιολογία» (προφανώς εκ παραδρομής). Να σημειωθεί ότι με τη βελτίωση του προγράμματος σπουδών (ΦΕΚ: 304τ. Β΄/13-3-2003), διαγράφηκε η λέξη Βιολογία.

Πίνακας 4. Η λέξη «Γεωγραφία» και το επίθετο «γεωγραφικός» στο αναλυτικό πρόγραμμα σπουδών της «Γεωλογίας-Γεωγραφίας»-Παραδείγματα

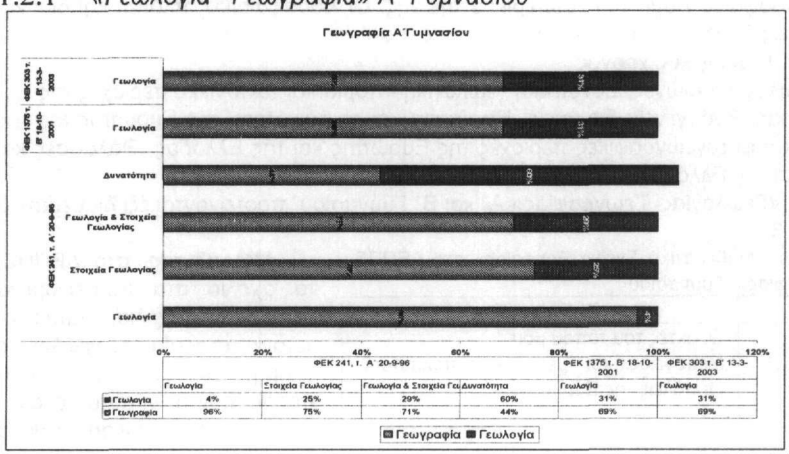
Σελίδα 1516: Η σύγχρονη Γεωγραφία είναι μια αυτόνομη επιστήμη...
Σελίδα 1534:..στο Γυμνάσιο, η ερμηνεία των πολυσύνθετων φαινομένων που έχουν γεωγραφικό χαρακτήρα....
Σελίδα 1535: Η Γεωγραφία από τη φύση της σχετίζεται...,
Σελίδα 1537: .....η σύγχρονη σχολική Γεωγραφία.....
Σελίδα 1537: Σήμερα η γεωγραφική εκπαίδευση.....
Σελίδα 1538:...επεξεργάζεται τα γεωγραφικά δεδομένα....
Σελίδα 1538:... αιτιολόγηση και ερμηνεία των γεωγραφικών δεδομένων...Και ακολουθεί παράδειγμα όπου αναφέρεται ότι μετά την παρατήρηση της γεωγραφικής κατανομής των ποταμών....
Σελίδα 1538: Με την εξοικείωση.... Των γεωγραφικών δεδομένων....
Σελίδα 1539:....η απομνημόνευση γεωγραφικών.....

Επίσης στη σελίδα 1547 του αναλυτικού προγράμματος σπουδών όπου περιγράφεται το προφίλ του εκπαιδευτικού που διδάσκει το μάθημα της «Γεωλογίας-Γεωγραφίας», μάλλον δε λαμβάνονται υπόψη οι Γεωλόγοι εκπαιδευτικοί αφού αναφέρεται: «..Τα κύρια προβλήματα που αντιμετωπίζει η διδασκαλία της «Γεωλογίας-Γεωγραφίας» στη Β'/θμια εκπαίδευση είναι: Η απουσία ειδικευμένων εκπαιδευτικών. Είναι γνωστό ότι το μάθημα αυτό διδάσκεται από καθηγητές πολλών ειδικοτήτων (κυρίως ΠΕ4), οι οποίοι δεν έχουν διδαχθεί ποτέ Γεωγραφία στις πανεπιστημιακές τους σπουδές. Το γεγονός αυτό δημιουργεί πολλές δυσκολίες, γιατί η σύγχρονη Γεωγραφία, εκτός από τη μελέτη του φυσικού περιβάλλοντος περιλαμβάνει και ορισμένα στοιχεία οικονομικής και κοινωνιολογικής προσέγγισης των σχέσεων ανθρώπου και χώρου, τα οποία είναι ξένα προς το είδος της εκπαίδευσης, την οποία έχει υποστεί ο Φυσικός επιστήμων».

1.2 Οι γεωεπιστήμες στα σχολικά εγχειρίδια της «Γεωλογίας-Γεωγραφίας» στο Γυμνάσιο

Στο Γυμνάσιο τα στοιχεία των γεωεπιστημών όπως αναφέραμε ανωτέρω περιλαμβάνονται στα εγχειρίδια της «Γεωγραφίας» της Α΄ και Β΄ τάξης του Γυμνασίου. Αναλυτικότερα:

1.2.1 *«Γεωλογία –Γεωγραφία» Α΄ Γυμνασίου*



Σχήμα 1. Γεωλογία, γεωλογικά στοιχεία και δυνατότητα εισαγωγής γεωλογικών στοιχείων στα αναλυτικά προγράμματα σπουδών της «Γεωλογίας-Γεωγραφίας» Α΄ Γυμνασίου.

Το βιβλίο της Γεωγραφίας της Α' Γυμνασίου (Καράμπατσα et al. 1997) στηρίζεται στο Αναλυτικό Πρόγραμμα που περιγράφεται στο ΦΕΚ: 241Α'/20-09-1996. Χωρίζεται στις τρεις ενότητες που προτείνονται στο αντίστοιχο αναλυτικό πρόγραμμα σπουδών.

Η πρώτη ενότητα περιλαμβάνει έξι (6) μαθήματα, η δεύτερη (26) και η τρίτη (16), δηλαδή συνολικά το βιβλίο αποτελείται από 48 μαθήματα.

Μελετώντας το εγχειρίδιο της **«Γεωγραφίας της Α΄ Γυμνασίου»** προκύπτει ότι δύο (2) μαθήματα (Μάθημα 23 και Μάθημα 24) (Πίν. 5) είναι καθαρά γεωλογικού περιεχομένου, ενώ σε δώδεκα (12) μαθήματα υπάρχουν κάποια γεωλογικά στοιχεία (Πίν. 6). Στον πίνακα 7 φαίνεται ότι από την ύλη όπως είναι διατυπωμένη στα είκοσι εννέα (29) από τα σαράντα οκτώ (48) μαθήματα, που περιλαμβάνει το διδακτικό εγχειρίδιο, θα μπορούσαν να περιέχονται γεωλογικά στοιχεία (Σχ. 1).

Πίνακας 5. Α΄ Γυμνασίου - Μαθήματα του σχολικού εγχειριδίου γεωλογικού περιεχομένου

Το Μάθημα 23: Λιθόσφαιρα	Το Μάθημα 24: Οι δυνάμεις που διαμορφώνουν το ανάγλυφο της γης
Περιεχόμενο μαθήματος Περιγράφεται το εσωτερικό της Γης – φλοιός, μανδύας, πυρήνας. Ορίζεται η έννοια της λιθόσφαιρας και της ασθενόσφαιρας. Γίνεται αναφορά στις λιθοσφαιρικές πλάκες, τη λάβα και το μάγμα. Φωτογραφίες Το Σαν Φραντσίσκο πριν από το σεισμό του 1912. Η ίδια πόλη μετά το σεισμό. Το ηφαίστειο Μανούς Λόα (Χαβάη). Σχέδια Η εσωτερική δομή της γης. Αναπαράσταση της σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών. Αναπαράσταση της απομάκρυνσης των λιθοσφαιρικών πλακών. Δραστηριότητες Μία δραστηριότητα με τρεις ερωτήσεις. Οι ερωτήσεις αναφέρονται στις λιθοσφαιρικές πλάκες, τη θέση της Ελλάδας σε σχέση με την Αφρικανική και την Ευρασιατική πλάκα, τη σχέση των σεισμών με τις περιοχές όπου βρίσκονται τα όρια των λιθοσφαιρικών πλακών.	Περιεχόμενο Αναφέρεται στις εξωγενείς και ενδογενείς δυνάμεις που διαμορφώνουν το ανάγλυφο της γης και χρησιμοποιεί ως παράδειγμα το στενό των Θερμοπυλών. Το δεύτερο μέρος του μαθήματος έχει τίτλο: Τα ηφαίστεια και οι σεισμοί, ως παραδείγματα που έχουν σχέση με τις ενδογενείς δυνάμεις. Δίνει τον ορισμό των ηφαιστείων, αναφέρεται στο μάγμα και τη λάβα, τον πύρινο κύκλο, τα τσουνάμις, στη σχέση ηφαιστείων με θερμοπίδακες και θερμές πηγές. Αναφέρεται ακόμη στους σεισμούς. Μέσα σε πλαίσιο αναφέρεται στο τι πρέπει να κάνουμε στην περίπτωση σεισμού Φωτογραφίες Ηφαίστειο στις Φιλιππίνες. Σχέδια Ενδογενείς δυνάμεις. Αναπαράσταση δημιουργίας των Άνδεων και των ηφαιστείων τους. Τα στάδια μεταβολής ενός ποταμού με τρεις εικόνες. Χάρτες Κατανομή των κυριότερων ζωνών σεισμικότητας. Δραστηριότητες Δύο δραστηριότητες:1η Δραστηριότητα με δύο ερωτήσεις, που αναφέρονται στη διαφορά μεταξύ ενδογενών κα εξωγενών δυνάμεων. 2η Δραστηριότητα με τρεις ερωτήσεις. Οι δύο αναφέρονται στη σχέση ηφαιστείων και σεισμών και επαφών των λιθοσφαιρικών πλακών, και η τρίτη αναφέρεται στις οδηγίες στην περίπτωση σεισμού.

Πίνακας 6. Α΄ Γυμνασίου - Μαθήματα τού σχολικού εγχειριδίου που περιέχουν γεωλογικά στοιχεία

Μάθημα 2ο: Είδη χαρτών (Γεωμορφολογικοί χάρτες) Μάθημα 4ο : Η μελέτη του χάρτη της Ελλάδας (Στο παράρτημα αναφέρεται στο δίολκο και στη διώρυγα της Κορίνθου) Μάθημα 9ο: Τμήματα του φυσικού περιβάλλοντος (Λιθόσφαιρα: Ο στερεός φλοιός της γης και ένα τμήμα του μανδύα) Μάθημα 14ο: Οι ωκεανοί (Υποθαλάσσιο ανάγλυφο, Ελληνικό υποθαλάσσιο ανάγλυφο) Μάθημα 17ο: Τα ποτάμια (Λεκάνη απορροής: Έτσι λέγεται η έκταση από την οποία το ποτάμι συγκεντρώνει τα νερά του ποταμού;/ Δραστηριότητα 1η:Ταξινόμηση ανάλογα με μέγεθος λεκάνης απορροής με νούμερα) Μάθημα 19ο: Τα ποτάμια της Βόρειας Αμερικής – Καναδάς η χώρα των μεγάλων λιμνών (Μια άλλη πηγή πλούτου για τη χώρα είναι το πλούσιο υπέδαφος της.) Μάθημα 20ο: Τα ποτάμια της Νότιας Αμερικής – Βραζιλία (Οι φυσικοί πόροι της χώρας είναι πολύ μεγάλοι)	Μάθημα 39ο: Ανανεώσιμοι και μη ανανεώσιμοι φυσικοί πόροι (Τα αποθέματα αυτών των υλικών χρειάστηκαν εκατομμύρια χρόνια για να σχηματιστούν....παραδείγματα μη ανανεώσιμων φυσικών πόρων στην Ελλάδα είναι ο βωξίτης, το υλικό από το οποίο παράγεται το αλουμίνιο, και ο λιγνίτης ένα είδος κάρβουνου, που χρησιμοποιείται από τα εργοστάσια της ΔΕΗ για την παραγωγή ηλεκτρικής ενέργειας.) Μάθημα 40ο: Ενέργεια και άνθρωπος (Η θερμική ενέργεια που παράγεται από τη γη (μέσα από τη δράση των ηφαιστείων) λέγεται γεωθερμική και χρησιμοποιείται σε ορισμένες χώρες όπου είναι άφθονη (Ισλανδία). .....Στα θερμοηλεκτρικά εργοστάσια με την καύση πετρελαίου και λιγνίτη. Τέτοια υπάρχουν στη Μεγαλόπολη, την Πτολεμαΐδα και το Αλιβέρι, όπου βρίσκονται τα σημαντικότερα κοιτάσματα του ελληνικού λιγνίτη.) Μάθημα 41ο: Η γεωγραφική κατανομή των πηγών ενέργειας (Η γεωθερμική ενέργεια είναι άφθονη μόνον εκεί που παρατηρείται έντονη ηφαιστειακή δραστηριότητα. Η Ελλάδα για παράδειγμα διαθέτει πολλές θερ-

Μάθημα 25ο: Μεγάλες οροσειρές της Γης (Οι μεγαλύτερες οροσειρές της γης ανήκουν στο λεγόμενο αλπικό τύπο. Έτσι λέγονται τα βουνά του πλανήτη που άρχισαν να δημιουργούνται πριν από 70.000.000 χρόνια περίπου και πήραν τη σημερινή τους μορφή πριν από 20.000.000 χρόνια. Το διάστημα αυτό φαίνεται τεράστιο, αλλά είναι πολύ μικρό αν συγκριθεί με την ηλικία της Γης. Επομένως τα αλπικά βουνά είναι «νεαρά». Η μικρή τους ηλικία τα κάνει να είναι ψηλά και άγρια στη μορφή, γιατί η διάβρωση δεν έχει προλάβει να απαλύνει τις γραμμές τους). Μάθημα 30ο: Περιοχές της Ελλάδας με ιδιαίτερο οικολογικό ενδιαφέρον (Στο χάρτη εθνικών δρυμών και μνημείων της φύσης αναφέρεται στα Μνημεία της φύσης: Απολιθωμένο δάσος της Λέσβου).	μές πηγές και το ζεστό νερό που ανεβαίνει από τα βάθη της γης θα μπορούσε να χρησιμοποιηθεί για τις ανάγκες των κατοίκων ορισμένων περιοχών της χώρας μας. ....Η ενέργεια του νερού που τρέχει όπως και η δύναμη του ανέμου δε μοιράζονται εξ ίσου σε ολόκληρη την επιφάνεια της γης, γιατί εξαρτώνται από τις γεωγραφικές ιδιαιτερότητες κάθε περιοχής. Για να υπάρχουν ορμητικά ποτάμια πρέπει να υπάρχει έντονο ανάγλυφο... Το κάρβουνο έχει διάφορες μορφές, που διαφέρουν μεταξύ τους ως προς την ικανότητά τους να παράγουν θερμότητα. Η πιο σημαντική μορφή του είναι ο λιθάνθρακας, ενώ πολύ μικρότερη θερμαντική αξία έχουν ο λιγνίτης και η τύρφη).

Πίνακας 7. Α΄ Γυμνασίου - Μαθήματα του σχολικού εγχειριδίου που θα μπορούσαν να περιέχουν γεωλογικά στοιχεία

Μάθημα 1ο: Τι είναι χάρτης Μάθημα 2ο: Είδη χαρτών Μάθημα 3ο: Η κλίμακα και η χρήση της Μάθημα 4ο: Η μελέτη του χάρτη της Ελλάδας Μάθημα 5ο: Ελληνικές θάλασσες και ακτές Μάθημα 6ο: Το ανάγλυφο Μάθημα 7ο: Η γη στο διάστημα Μάθημα 8ο: Ο πλανήτης Γη Μάθημα 9ο: Τμήματα του φυσικού περιβάλλοντος Μάθημα 13ο: Οι μορφές και ο κύκλος του νερού Μάθημα 14ο: Οι ωκεανοί Μάθημα 15ο: Οι θάλασσες Μάθημα 16ο: Τα νησιωτικά κράτη – Η Ιαπωνία Μάθημα 17ο : Τα ποτάμια Μάθημα 19ο: Τα ποτάμια της Βόρειας Αμερικής – Καναδάς η χώρα των μεγάλων λιμνών Μάθημα 20ο: Τα ποτάμια της Νότιας Αμερικής - Βραζιλία	Μάθημα 22ο: Λίμνες Μάθημα 23ο: Λιθόσφαιρα Μάθημα 24ο: Οι δυνάμεις που διαμορφώνουν το ανάγλυφο της γης Μάθημα 25ο: Μεγάλες οροσειρές της Γης Μάθημα 28ο: Οι Μεγάλες πεδιάδες του κόσμου Μάθημα 29ο: Βιόσφαιρα – οικοσυστήματα Μάθημα 30ο: Περιοχές της Ελλάδας με ιδιαίτερο οικολογικό ενδιαφέρον Μάθημα 31ο: Οι Ήπειροι Μάθημα 33ο: Οι άνθρωποι και οι δραστηριότητές τους Μάθημα 38ο: Φυσικοί και ανθρώπινοι πόροι Μάθημα 39ο: Ανανεώσιμοι και μη ανανεώσιμοι φυσικοί πόροι Μάθημα 40ο: Ενέργεια και άνθρωπος Μάθημα 41ο: Η γεωγραφική κατανομή των πηγών ενέργειας

1.2.2 *«Γεωλογία –Γεωγραφία» Β΄ Γυμνασίου*

Το βιβλίο της Γεωγραφίας της Β' Γυμνασίου **«Γεωγραφία Β' Γυμνασίου»** (Καράμπατσα et al. 1998) είναι ένα βιβλίο 213 σελίδων, που γράφτηκε το 1998 και στηρίχθηκε στο Αναλυτικό Πρόγραμμα που περιγράφεται στο ΦΕΚ: 241τ. Α'/20-09-1996.

Πίνακας 8. Β΄ Γυμνασίου - Μαθήματα του σχολικού εγχειριδίου γεωλογικού περιεχομένου

Μάθημα 18ο: Η Γεωλογική ιστορία της Ευρώπης Περιεχόμενο μαθήματος Περιγράφεται η γεωλογική ιστορία της Ευρώπης, η γένεση των οροσειρών, η δημιουργία των πεδιάδων και ο ορυκτός πλούτος της Ευρώπης, Φωτογραφίες Κορυφές των Άλπεων Κορυφή των Άλπεων Βουνά της κεντρικής Ευρώπης Βουνά στη Βαυαρία Ασβεστολιθικό τοπίο –Ιωάννινα. Σχέδια Γεωτεκτονικός χάρτης της Ευρώπης. Οι γεωλογικοί αιώνες.	Μάθημα 20ο : Γεωλογική ιστορία της Ελλάδας Περιεχόμενο μαθήματος: Περιγράφεται η γεωλογική ιστορία της Ελλάδας από το Μεσοζωικό αιώνα μέχρι σήμερα. Γίνεται αναφορά στο ηφαιστειακό τόξο του Αιγαίου. Φωτογραφίες Απολίθωμα ψαριού Σαντορίνη (εκκλησία) Σχέδια Η μορφή του κόσμου πριν από 135 εκατομμύρια χρόνια. Η μορφή του κόσμου πριν από 65 εκατομμύρια χρόνια. Μεταβολές της μορφολογίας του ελλαδικού χώρου (τρεις εικόνες: α. Η Ελλάδα πριν 20 εκ. χρόνια, β. Η Ελλάδα πριν 7 εκ. χρόνια, Η Ελλάδα πριν 2 εκ. χρόνια). Τα ηφαίστεια της Ελλάδας και το ηφαιστειακό τόξο του Αιγαίου. Προαιρετικό κείμενο

Χάρτης εξάπλωσης των παγετώνων κατά την περίοδο Mindel. Προαιρετικό κείμενο Στο μάθημα αυτό υπάρχει προαιρετικό κείμενο που αναφέρεται στις παγετώδεις περιόδους και στην επίδρασή τους.	Στο μάθημα αυτό δεν υπάρχει προαιρετικό κείμενο. Δραστηριότητες: Περιλαμβάνει δραστηριότητες με πέντε ερωτήσεις. Οι ερωτήσεις αναφέρονται στην ηλικία των πετρωμάτων, στην Τηθύ και την Αιγηίδα, σε περιοχές που πλήττονται από σεισμούς, σε περιοχές που υπάρχουν θερμά λουτρά, στη γεωμορφολογία της Ελλάδας, στα ηφαίστεια και το ηφαιστειακό τόξο του Αιγαίου.

Πίνακας 9. Β΄ Γυμνασίου – Μαθήματα του σχολικού εγχειριδίου με γεωλογικά στοιχεία

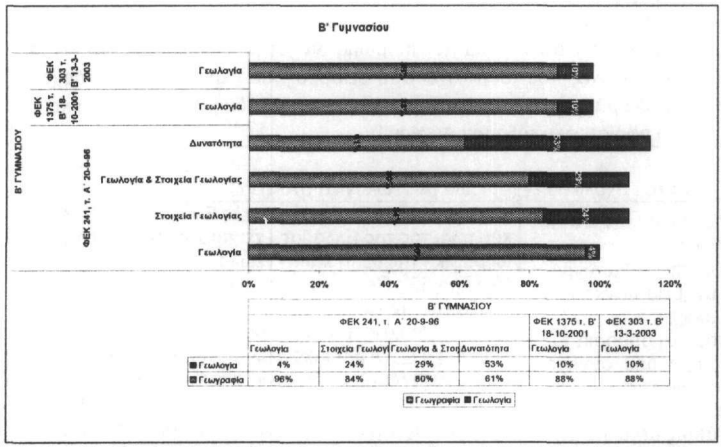
Μάθημα 1°: Οι χάρτες στην καθημερινή ζωή (Σχέδιο: Ο γεωλογικός χάρτης όπως Σουηδίας) Μάθημα 12°: Ο πολιτισμός της Ευρώπης (Φωτογραφία από το Άγιον Όρος που είναι μνημείο παγκόσμιας φυσικής και πολιτιστικής κληρονομιάς) Μάθημα 17°: Οι θέσεις και η πολιτιστική σημασία των πόλεων (Φωτογραφία το κάστρο της Ρόδου, συνδυασμός πολιτιστικής και φυσικής κληρονομιάς) Μάθημα 22°: Ελβετία – Ουκρανία: δύο χώρες με πολύ διαφορετικό ανάγλυφο (...Τμήμα όπως μεγάλης ρωσικής πεδιάδας που σχηματίστηκε πριν εκατ. χρόνια και υπέστη μεγάλη διάβρωση...) Μάθημα 23°: Οι ακτές που περιβάλλουν την Ευρώπη (Η Φωτογραφία ακτών Ισλανδίας -... Η Ισλανδία η χώρα των πάγων. Επειδή βρίσκεται πάνω στη μεσοωκεάνεια ράχη του Ατλαντικού, η χώρα έχει πολλά ηφαίστεια ...- Η θερμότητα μέχρι τέλος...σελ. 96. Μάθημα 25°: Μεσόγειος (Χάρτης σεισμικών εστιών Μεσογείου –Αναφέρονται ηφαίστεια και σεισμοί μέσα στο κείμενο σελ 106.) Μάθημα 26°: Ιταλία – Κύπρος: Δύο μεσογειακές χώρες (Βρίσκεται στα όρια των λιθοσφαιρικών πλακών όπως Αφρικής και όπως Ευρασίας και υποφέρει από πολλούς σεισμούς...)	Μάθημα 30°: Η βλάστηση όπως Ευρώπης (...Ο φυτικός πλούτος της Ελλάδας έχει άμεση σχέση με τη γεωγραφική της θέση και τη γεωλογική ιστορία...) Μάθημα 39°: Παράγοντες που καθορίζουν την ανάπτυξη και την κατανομή όπως βιομηχανίας (Φωτογραφία: Ορυχείο ψευδαργύρου –Ιρλανδία) Μάθημα 41°: Οι βιομηχανικές περιοχές όπως Ευρώπης (...στη Μεγάλη Βρετανία αναπτύχθηκαν αρκετές βιομηχανικές ζώνες κοντά σε κοιτάσματα άνθρακα... ...όπως Γερμανίας που βρίσκεται στο κέντρο όπως πλούσιου κοιτάσματος άνθρακα... ...είχε σημαντικά κοιτάσματα άνθρακα...) Μάθημα 42°: Οι βιομηχανικές περιοχές που αναπτύχθηκαν μετά το 1900 (...η ανακάλυψη και εκμετάλλευση νέων πηγών ενέργειας όπως οι υδατοπτώσεις και το πετρέλαιο... ...το πετρέλαιο, το φυσικό αέριο και λίγες υδατοπτώσεις...) Μάθημα 43°: Η ελληνική βιομηχανία (Φωτογραφία; Κατασκευή υδροηλεκτρικού φράγματος-Μεσοχώρα Θεσσαλία)

Το βιβλίο χωρίζεται σε τέσσερις ενότητες (Πιν. 1). Μελετώντας το εγχειρίδιο της «Γεωγραφίας της Β΄ Γυμνασίου» προκύπτει ότι δύο (2) μαθήματα (Μάθημα 18 και Μάθημα 20) (Πιν. 8) είναι καθαρά γεωλογικού περιεχομένου, ενώ σε 12 μαθήματα υπάρχουν κάποια γεωλογικά στοιχεία (Πίν. 9). Στον πίνακα 10 φαίνεται ότι από την ύλη όπως είναι διατυπωμένη στο διδακτικό εγχειρίδιο, θα μπορούσαν σε είκοσι έξι (26) από τα σαράντα εννέα (49) μαθήματα, να περιέχονται γεωλογικά στοιχεία (Σχ. 2).

Πίνακας 10. Β΄ Γυμνασίου - Μαθήματα του σχολικού εγχειριδίου που θα μπορούσαν να περιέχουν γεωλογικά στοιχεία

Μάθημα 1°: Οι χάρτες στην καθημερινή ζωή Μάθημα 2°: Τα Είδη των χαρτών Μάθημα 4°: Οι δυσκολίες κατασκευής χαρτών Μάθημα 6°: Οι φυσιογραφικές περιοχές της Ευρώπης Μάθημα 7°: Οι κάτοικοι της Ευρώπης Μάθημα 10°: Τα χαρακτηριστικά του ευρωπαϊκού πολιτισμού Μάθημα 12°: Ο πολιτισμός της Ευρώπης Μάθημα 17°: Οι θέσεις και η πολιτιστική σημασία των πόλεων Μάθημα 18°: Η Γεωλογική ιστορία της Ευρώπης Μάθημα 19°: Ιβηρική χερσόνησος : Μια ευρωπαϊκή περιοχή με πολύπλοκη γεωμορφολογία Μάθημα 20°: Γεωλογική ιστορία της Ελλάδας Μάθημα 21°: Το ευρωπαϊκό ανάγλυφο Μάθημα 22°: Ελβετία – Ουκρανία: δύο χώρες με πολύ διαφορετικό ανάγλυφο	Μάθημα 23°: Οι ακτές που περιβάλλουν την Ευρώπη Μάθημα 25°: Μεσόγειος Μάθημα 26°: Ιταλία – Κύπρος: Δύο μεσογειακές χώρες Μάθημα 27°: Τα ποτάμια και οι Λίμνες της Ευρώπης Μάθημα 28°: Τα ποτάμια και οι Λίμνες της Ελλάδας Μάθημα 29°: Το κλίμα της Ευρώπης Μάθημα 30°: Η βλάστηση της Ευρώπης Μάθημα 33°: Η αγροτική παραγωγή Μάθημα 39°: Παράγοντες που καθορίζουν την ανάπτυξη και την κατανομή της βιομηχανίας Μάθημα 41°: Οι βιομηχανικές περιοχές της Ευρώπης Μάθημα 42°: Οι βιομηχανικές περιοχές που αναπτύχθηκαν μετά το 1900 Μάθημα 43°: Η ελληνική βιομηχανία Μάθημα 48°: Ο Τουρισμός στην Ευρώπη

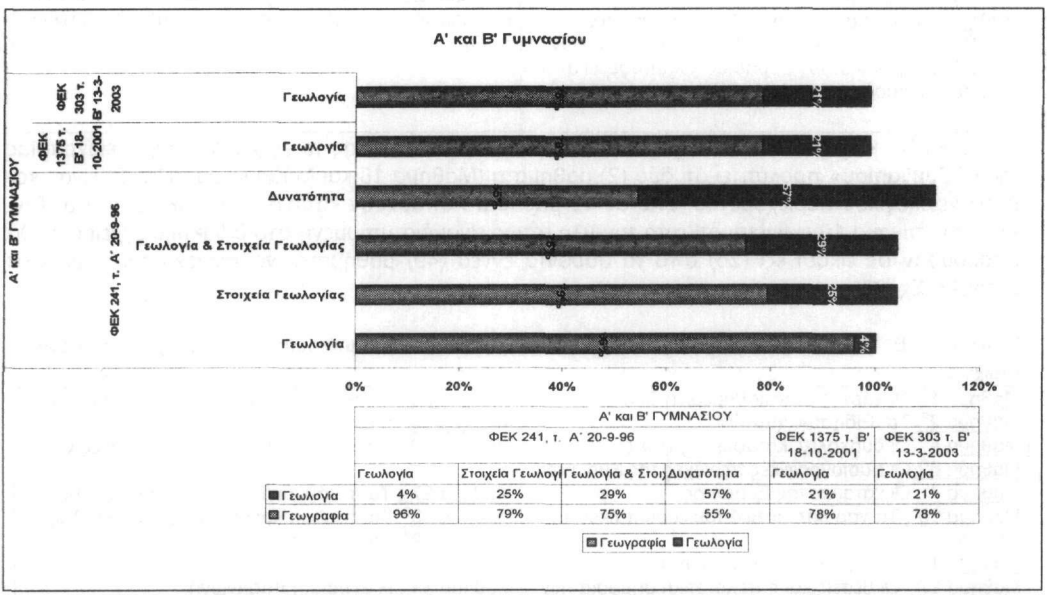
Μελετώντας τα εγχειρίδια της «Γεωγραφίας της Α΄ και Β΄ Γυμνασίου» προκύπτει ότι από τα 97 μαθήματα συνολικά τα 4 είναι καθαρά γεωλογικού περιεχομένου, τα 24 περιέχουν γεωλογικά στοιχεία, ενώ σε 55 θα μπορούσαν να περιλαμβάνουν στοιχεία των γεωεπιστημών.



Β' ΓΥΜΝΑΣΙΟΥ	ΦΕΚ 241, τ. Α' 20-9-96				ΦΕΚ 1375 τ. Β' 18-10-2001	ΦΕΚ 303 τ. Β' 13-3-2003
	Γεωλογία	Στοιχεία Γεωλογί	Γεωλογία & Στοι	Δυνατότητα	Γεωλογία	Γεωλογία
Γεωλογία	4%	24%	29%	53%	10%	10%
Γεωγραφία	96%	84%	80%	61%	88%	88%

Σχήμα 2. Γεωλογία, γεωλογικά στοιχεία και δυνατότητα εισαγωγής γεωλογικών στοιχείων στα αναλυτικά προγράμματα σπουδών της «Γεωλογίας-Γεωγραφίας» Β΄ Γυμνασίου.

Αυτό σημαίνει ότι θα μπορούσε να αποτελέσει ανεξάρτητο μάθημα (Γεωγραφία στη μία τάξη και Γεωλογία στην άλλη) ή να περιληφθεί στον τίτλο του μαθήματος ως «Γεωλογία - Γεωγραφία» (Κάτι που ήδη έχει περιληφθεί στο ΦΕΚ: 1375τ. Β΄/18-10-2001). Αλλά με τη βασική προϋπόθεση ότι θα αλλάξει και το περιεχόμενο του αναλυτικού προγράμματος σπουδών (ΑΠΣ), πράγμα που δεν έχει συμβεί όπως αναλυτικά έχει περιγραφεί ανωτέρω.



Α' και Β' ΓΥΜΝΑΣΙΟΥ	ΦΕΚ 241, τ. Α' 20-9-96				ΦΕΚ 1375 τ. Β' 18-10-2001	ΦΕΚ 303 τ. Β' 13-3-2003
	Γεωλογία	Στοιχεία Γεωλογί	Γεωλογία & Στοι	Δυνατότητα	Γεωλογία	Γεωλογία
Γεωλογία	4%	25%	29%	57%	21%	21%
Γεωγραφία	96%	79%	75%	55%	78%	78%

Σχήμα 3. Γεωλογία, γεωλογικά στοιχεία και δυνατότητα εισαγωγής γεωλογικών στοιχείων στα αναλυτικά προγράμματα σπουδών της «Γεωλογίας-Γεωγραφίας» Γυμνασίου.

1.3 Το αναλυτικό πρόγραμμα και τα σχολικά εγχειρίδια που έχουν σχέση με τις γεωεπιστήμες στο Λύκειο

Στο πρόγραμμα σπουδών της Β΄ τάξης του Ενιαίου Λυκείου υπάρχουν δύο μαθήματα επιλογής όπου περιλαμβάνονται κάποια στοιχεία των γεωεπιστημών, «οι Αρχές Περιβαλλοντικών επιστημών» (Αθανασάκης et al. 1998) σε όλες τις κατευθύνσεις και «Διαχείριση Φυσικών Πόρων» (Βού-

τσινος et al. 1998) μόνο στην τεχνολογική κατεύθυνση. Τα μαθήματα διδάσκονται 2 ώρες/εβδ. όλο το έτος (ΥΠΕΠΘ-ΠΙ 1998, ΦΕΚ: 1540 τ. Α΄ 1999, ΥΠΕΠΘ-ΠΙ 1999).

1.3.1 *Αρχές Περιβαλλοντικών επιστημών*

Σύμφωνα με το πρόγραμμα σπουδών η διδακτέα ύλη χωρίζεται σε επτά κεφάλαια, τα οποία αναπτύσσονται αντίστοιχα στο βιβλίο «Αρχές Περιβαλλοντικών επιστημών» σε οκτώ κεφάλαια σε 260 σελίδες (Αθανασάκης et al. 1998) (Πιν. 11).

Πίνακας 11. Διάρθρωση του αναλυτικού προγράμματος σπουδών και του αντίστοιχου εγχειριδίου «Αρχές Περιβαλλοντικών επιστημών»

Πρόγραμμα σπουδών	Εγχειρίδιο
1η Η περιβαλλοντική επιστήμη	Κεφάλαιο εισαγωγικό: Η περιβαλλοντική επιστήμη
2η Βασικές έννοιες και αρχές της περιβαλλοντικής επιστήμης	Κεφάλαιο 1: Βασικές έννοιες και αρχές της περιβαλλοντικής επιστήμης
3η Οργάνωση και λειτουργία οικοσυστήματος	Κεφάλαιο 2: Δομή, οργάνωση και λειτουργία οικοσυστημάτων
4η Άνθρωπος και οικοσυστήματα	Κεφάλαιο 3: Άνθρωπος και οικοσυστήματα
5η Ανθρωπογενείς επιδράσεις στο περιβάλλον	Κεφάλαιο 4: Άνθρωπος και το δομημένο περιβάλλον
6η Οικολογία και άνθρωπος	Κεφάλαιο 5: Η οικολογική κρίση και τα μηνύματά της
7η Περιβάλλον – ανάπτυξη και ποιότητα ζωής	Κεφάλαιο 6: Ήπιες μορφές ενέργειας
	Κεφάλαιο 7: Περιβάλλον, ανάπτυξη και ποιότητα ζωής

Το ανωτέρω βιβλίο στηρίζεται στο μεγαλύτερο μέρος του στο βιβλίο «Οικολογία και Περιβάλλον» της Β΄ τάξης του Ενιαίου Πολυκλαδικού Λυκείου (Αθανασάκης et al. 1995).

Υπάρχουν περιθώρια μέσα από την ύλη όπως διατυπώνεται στο αναλυτικό πρόγραμμα του μαθήματος να γίνουν αναφορές σε στοιχεία των γεωεπιστημών. Για παράδειγμα αναφορά στο γεωλογικό κύκλο στο 3^{ο} κεφάλαιο: Οργάνωση και λειτουργία οικοσυστήματος (Βιογεωχημικοί κύκλοι) ή στη γεωθερμία στο 6ο κεφάλαιο: Οικολογία και άνθρωπος / φυσικοί πόροι (έδαφος αέρας, υδάτινοι πόροι, συμβατικές και ήπιες μορφές ενέργειας)

1.3.2 *Διαχείριση Φυσικών Πόρων*

Σύμφωνα με το αναλυτικό πρόγραμμα σπουδών η διδακτέα ύλη χωρίζεται και αναπτύσσεται σε δέκα κεφάλαια (Πιν. 12) μέσα από 250 σελίδες στο σχολικό εγχειρίδιο «Διαχείριση Φυσικών Πόρων» (Βούτσινος et al. 1998).

Πίνακας 12. Διάρθρωση του αναλυτικού προγράμματος σπουδών και του αντίστοιχου εγχειριδίου «Διαχείριση Φυσικών πόρων»

Κεφάλαιο 1: Διαχείριση φυσικών πόρων	Κεφάλαιο 6: Δασικοί πόροι
Κεφάλαιο 2: Η σχέση μας με τη Γη	Κεφάλαιο 7: Φυσικές προστατευόμενες περιοχές
Κεφάλαιο 3: Η χλωρίδα και πανίδα	Κεφάλαιο 8: Λιβάδια - Θαμνότοποι
Κεφάλαιο 4: Εδαφικοί πόροι	Κεφάλαιο 9: Μορφές ενέργειας
Κεφάλαιο 5: Υδάτινοι πόροι	Κεφάλαιο 10: Διαχείριση αποβλήτων

Στο βιβλίο αναφέρονται στοιχεία των γεωεπιστημών (Διάβρωση, Κατολισθήσεις, Ορυκτά και πετρώματα, Εκμετάλλευση και προστασία υπεδάφιου πλούτου, Υπόγειο νερό, Διαχείριση υδατικών πόρων, Θέσεις παγκόσμιας κληρονομιάς, Γεωθερμική ενέργεια) κυρίως στο 4ο κεφάλαιο: Εδαφικοί πόροι και στο 9ο κεφάλαιο: Μορφές ενέργειας.

2 ΠΩΣ ΜΠΟΡΟΥΝ ΟΙ ΓΕΩΕΠΙΣΤΗΜΕΣ ΝΑ ΕΝΤΑΧΘΟΥΝ ΣΤΗ ΔΕΥΤΕΡΟΒΑΘΜΙΑ ΕΚΠΑΙΔΕΥΣΗ ΜΕΣΑ ΑΠΟ ΤΙΣ ΥΠΑΡΧΟΥΣΕΣ ΔΟΜΕΣ

Τρεις τρόποι φαίνεται να υπάρχουν για να ενταχθούν οι γεωεπιστήμες σήμερα στο εκπαιδευτικό μας σύστημα: α) Με το μάθημα «Γεωλογία-Γεωγραφία» και τις διαθεματικές δραστηριότητες/ εργασίες που προτείνονται από το «Διαθεματικό Ενιαίο Πλαίσιο Προγραμμάτων Σπουδών» και την «Ευέλικτη ζώνη» στο Γυμνάσιο, β) Με τα μαθήματα επιλογής της Β΄ τάξης του Ενιαίου Λυκείου «Αρχές Περιβαλλοντικών επιστημών» και «Διαχείριση Φυσικών Πόρων» και γ) Με τα προγράμματα Περιβαλλοντικής Εκπαίδευσης στο Γυμνάσιο και το Ενιαίο Λύκειο.

Μέσα από τις ανωτέρω προσεγγίσεις προκύπτει η ανάγκη για επιμόρφωση των εκπαιδευτικών τόσο των γεωεπιστημόνων, για τη διδασκαλία των αντίστοιχων γνωστικών αντικειμένων στο Γυμνάσιο και το Ενιαίο Λύκειο, όσο και καθηγητών άλλων ειδικοτήτων πάνω σε γενικά γεωλογικά θέ-

ματα, ώστε να είναι ικανοί να ανακαλύπτουν και να εισαγάγουν και τη γεωλογική παράμετρο στις διαθεματικές δραστηριότητες/εργασίες και τα προγράμματα Π.Ε..

Αυτό βέβαια δε σημαίνει ότι οι προτεινόμενες προσεγγίσεις είναι ικανές να αντικαταστήσουν το μάθημα της γεωλογίας, αλλά μπορούν να λειτουργήσουν συμπληρωματικά στις τάξεις που η γεωλογία απουσιάζει εντελώς από το πρόγραμμα σπουδών, ώστε να ευαισθητοποιήσουν και να ενημερώσουν τους μαθητές στα θέματα των γεωεπιστημών.

Ίσως με αυτό τον τρόπο να ανακαλύψουν οι νεαρές μαθήτριες και οι νεαροί μαθητές την ομορφιά και το μεγαλείο του ανόργανου κόσμου...έστω και χωρίς τη διδασκαλία του μαθήματος της Γεωλογίας.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Οι συγγραφείς θα ήθελαν να ευχαριστήσουν το Ι.Κ.Υ. για την οικονομική του υποστήριξη μέσω του προγράμματος υποτροφιών Μεταδιδακτορικής Έρευνας 2000-01.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Αθανασάκης Α., Κουσουρής Θ., & Κονταράτος Σ., 1995. Οικολογία και Περιβάλλον, Αθήνα, ΟΕΔΒ, 307σ.

Αθανασάκης Α., Κουσουρής Θ., & Κονταράτος Σ., 1998. Αρχές περιβαλλοντικών επιστημών, Αθήνα, ΟΕΔΒ, 268σ.

Βούτσινος Γ., Κοσμάς Κ., Καλκάνης Γ. & Σούτσας Κ., 1998. Διαχείριση φυσικών πόρων, Αθήνα, ΟΕΔΒ, 255σ.

Καράμπατσα Α., Κλωνάρη Αικ., Κουτσόπουλος Κ., Μαράκη Κ. & Τσουνάκος Θ., 1997. Γεωγραφία Α΄ Γυμνασίου, Αθήνα, ΟΕΔΒ, 175σ.

Καράμπατσα Α., Κλωνάρη Αικ., Κουτσόπουλος Κ. & Τσουνάκος Θ., 1998. Γεωγραφία Β΄ Γυμνασίου, Αθήνα, ΟΕΔΒ, 213σ.

ΥΠΕΠΘ-ΠΙ, 1998. Ενιαίο Λύκειο - Ενιαίο πλαίσιο προγραμμάτων σπουδών-Η εισήγηση του Παιδαγωγικού Ινστιτούτου, Αθήνα, Παιδαγωγικό Ινστιτούτο, 367σ.

ΥΠΕΠΘ-ΠΙ, 1999. Ενιαίο Λύκειο – Τεχνολογικά επαγγελματικά εκπαιδευτήρια–Το νομοθετικό πλαίσιο, Αθήνα, Παιδαγωγικό Ινστιτούτο, 271 σ.

ΦΕΚ: 241τ. Α΄, 20-09-1996.

ΦΕΚ: 1540τ. Α΄, 29-07-1999.

ΦΕΚ: 1366τ. Β΄, 18-10-2001.

ΦΕΚ: 1375τ. Β΄, 18-10-2001.

ΦΕΚ: 304τ. Β΄, 13-3-2003.

ΦΕΚ: 1196τ. Β', 26-8-2003.

ABSTRACT

GEOSCIENCES IN THE CURICULLA AND STUDENTS BOOKS IN SECONDARY EDUCATION

Fermeli G.[1] and Diacantoni – Marcopoulou A.[2]

[1]*Pedagogical Institute, Mesogheion 406, 15342 Athens,* georgia@pi-schools.gr

[2] *Department of Historical Geology-Paleontology, School of Geology and Geoenvironment, University of Athens, Panepistimioupoli Zografou, 15786 Athens, amarkop@geol.uoa.gr*

Geology does not exist, from 1997, as an independent discipline in greek secondary education. Geological subjects included in curriculum of "Geology-Geography" lesson in 1st and 2nd grades of Junior High School as well geological issues included in optional lessons in 2nd grade of Lyceum "Issues of Environmental studies" and "Natural resources management".

There are three ways to introduce geosciences in Greek educational system: a)Through "Geology-geography" lesson and cross-thematic projects that suggested from cross-thematic curriculum and «Flexible zone» in Junior High School, b)Through optional lessons in 2nd grade of Lyceum "Issues of Environmental studies" and "Natural resources management", and c)Through Environmental education projects in Junior High School and Lyceum.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

ΕΠΙΛΟΓΗ ΕΚΠΑΙΔΕΥΤΙΚΩΝ ΓΕΩΤΟΠΩΝ ΣΕ ΑΣΤΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ

Φέρμελη Γ.[1] και Μαρκοπούλου-Διακαντώνη Α.[2]
[1]*Παιδαγωγικό Ινστιτούτο, Μεσογείων 406, 15342 Αθήνα, georgia@pi-schools.gr*

[2] *Τομέας Ιστορικής Γεωλογίας-Παλαιοντολογίας, Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος, Πανεπιστήμιο Αθηνών, Πανεπιστημιούπολη Ζωγράφου, 15784 Αθήνα, amarkop@geol.uoa.gr.*

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Το ανάγλυφο είναι το σύγχρονο περιβάλλον μας και τα πετρώματα που το αποτελούν είναι ταυτόχρονα και τα υλικά από τα οποία είναι κατασκευασμένες οι πόλεις μας.

Ίσως, κάποιοι μαθητές έχουν «δει» αυτές τις γεωλογικές εμφανίσεις αλλά τι γνωρίζουν για τον τρόπο που έχουν σχηματιστεί, τον τρόπο με τον οποίο επιδρούν στον άνθρωπο αλλά και τον τρόπο που ο άνθρωπος επιδρά σ΄αυτές; Είναι σημαντική η επιλογή αστικών εκπαιδευτικών γεωτόπων, γιατί η μελέτη τους θα συμβάλλει στην κατανόηση της τοπικής γεωλογικής ιστορίας, θα βοηθήσει τον κάθε μαθητή ξεχωριστά να αναπτύξει χρήσιμες δεξιότητες και θα ευαισθητοποιήσει το ευρύτερο κοινό.

Διακρίνουμε τρεις τύπους πόλεων ή τρεις τομείς εντός των πόλεων που μπορεί να συνυπάρχουν μέσα σε μία πόλη ή να εμφανίζεται ο ένας μόνο τύπος ή συνδυασμός δύο (Σχ. 1).

Στον τύπο 1 υπάρχουν εντυπωσιακοί ή απλά εμφανείς φυσικοί γεωλογικοί πόροι. Στον τύπο 2, η εμφάνιση των γεωλογικών φυσικών πόρων είναι πολύ περιορισμένη, αλλά υπάρχει.

Σε αυτούς τους τύπους πόλεων αναζητούμε τυπικές θέσεις γεωτόπων και υπάρχει η δυνατότητα να προβάλλουμε το φυσικό γεωλογικό πόρο μέσα στο αστικό περιβάλλον και να αναδείξουμε τη σχέση του με την ιστορική, κοινωνική και πολιτιστική ανάπτυξη της πόλης.

Στον τύπο 3, δεν υπάρχει η παραμικρή εμφάνιση γεωλογικών πόρων. Στην κατηγορία αυτή ανήκουν συνήθως τα κέντρα των μεγαλύτερων αστικών κέντρων. Η πιθανότητα ανεύρεσης «θέσεων τυπικών γεωτόπων» είναι ελάχιστη. Σε αυτόν τον τύπο, εάν θέλουμε να προωθήσουμε την ιδέα της γεωλογικής κληρονομιάς θα πρέπει να «δημιουργήσουμε» ένα γεωλογικό πόρο, δηλαδή ένα «μη τυπικό γεώτοπο». Σε αυτές τις περιπτώσεις το ίδιο το δομημένο περιβάλλον – κτίρια, αγάλματα, μνημεία (Σχ. 5) ακόμη και κοιμητήρια, δρόμοι, κυρίως πεζόδρομοι (Σχ. 6) και πεζοδρόμια και άλλες κατασκευές που τα δομικά τους υλικά (Σχ. 7) -πετρώματα και υλικά κατασκευής- προέρχονται από γεωλογικούς φυσικούς πόρους, μπορεί να αποτελέσουν ένα είδος «μη τυπικού γεωτόπου», μέσα από τον οποίο θα ανακαλύψουμε τη γεωλογία της περιοχής. Ως «μη τυπικός γεώτοπος» στην Αθήνα προτείνεται η εμφάνιση του Ηριδανού ποταμού στο σταθμό του ΜΕΤΡΟ Μοναστηράκι (Σχ. 8).

1 Η ΕΠΙΛΟΓΗ ΕΚΠΑΙΔΕΥΤΙΚΩΝ ΓΕΩΤΟΠΩΝ

Σε κάθε τόπο υπάρχουν γεωλογικές εμφανίσεις – ακόμα και στο αστικό περιβάλλον- οι οποίες εφόσον πληρούν τις κατάλληλες προϋποθέσεις (Ενάργεια χαρακτηριστικών, ορατότητα, δυνατότητα εύκολης πρόσβασης, μικρή απόσταση από σχολεία, δυνατότητα ανάπτυξης εκπαιδευτικών δραστηριοτήτων κυρίως υπαιθρίων, ασφάλεια, αλλά και δυνατότητα διαθεματικής προσέγγισης όταν συνδέονται με σημαντικά στοιχεία της πολιτιστικής μας κληρονομιάς) μπορούν να αποτελέσουν εκπαιδευτικούς γεωτόπους, κυρίως τοπικού ενδιαφέροντος, που μπορούν να βοηθήσουν τα παιδιά να ανακαλύψουν το φυσικό τους περιβάλλον (Diacantoni et al. 1999).

Οι γεώτοποι έχουν πολυεπιστημονική αξία γιατί εκτός από τη γεωλογική τους αξία συνδέονται και με άλλες επιστήμες και εμπεριέχουν αξίες που έχουν σχέση με το αρχαιολογικό, ιστορικό, οικολογικό και πολιτιστικό περιεχόμενό τους.

1.1 Στόχοι

Οι στόχοι που επιδιώκεται να επιτευχθούν μέσα από τη μελέτη των εκπαιδευτικών γεωτόπων στο αστικό περιβάλλον είναι οι ακόλουθοι:

Οι μαθητές θα:

- •Γνωρίσουν και θα κατανοήσουν το φυσικό και το πολιτιστικό περιβάλλον και την αλληλεπίδραση μεταξύ ανθρώπων και περιβάλλοντος.
- •Αναγνωρίσουν τις θέσεις της γεωλογικής κληρονομιάς ως προστατευόμενες περιοχές και την ανάγκη για τη διαχείρισής τους.
- •Αναπτύξουν ένα ηθικό κώδικα για την προστασία και τη διατήρηση και αίσθημα ευθύνης για το περιβάλλον τους.
- •Προσεγγίζουν τη ζωή με βιώσιμο τρόπο ώστε να προστατεύουν τα είδη και την ποικιλότητα (βιοποικιλότητα-γεωποικιλότητα) και να διασφαλίσουν το γεγονός ότι οι μελλοντικές γενιές θα μπορούν να ικανοποιήσουν τις δικές τους ανάγκες.
- •Σέβονται τα μέτρα που λαμβάνονται για την προστασία των θέσεων της γεωλογικής κληρονομιάς.
- •Συμμετέχουν στην προστασία του περιβάλλοντος, ιδιαίτερα στη διατήρηση της γεωλογικής κληρονομιάς.
- •Επισκέπτονται φυσικά και πολιτιστικά μνημεία με έναν υπεύθυνο τρόπο που να δείχνει σεβασμό για τη συγκεκριμένη θέση.
- •Αναπτύξουν δημιουργική σκέψη ώστε να διευρύνουν την παρουσίαση θέσεων της γεωλογικής κληρονομιάς και ταυτόχρονα να εξασφαλίζουν τη διατήρησή τους.

1.2 Κριτήρια επιλογής εκπαιδευτικών γεωτόπων

Για την επιλογή των εκπαιδευτικών γεωτόπων λαμβάνονται υπόψη κριτήρια όπως:

- •Η σαφήνεια των γεωλογικών χαρακτηριστικών
- •Η ορατότητα
- •Η εύκολη πρόσβαση
- •Η μικρή απόσταση από τα σχολεία
- •Η ασφάλεια
- •Η δυνατότητα ανάπτυξης εκπαιδευτικών δραστηριοτήτων (κυρίως υπαιθρίων) και σχεδίων διαθεματικής προσέγγισης, ιδιαίτερα όταν συνδέονται με σημαντικά στοιχεία της πολιτιστικής μας κληρονομιάς (Diacantoni et al. 1999).

Για την επιλογή των εκπαιδευτικών γεωτόπων θεωρούμε ότι πρέπει να λαμβάνονται υπόψη και τα ακόλουθα τρία κριτήρια:

1. Να καλύπτουν ποικίλα γεωλογικά αντικείμενα (οικονομική γεωλογία, πολιτιστικά τοπία, θέσεις ιδιαίτερου παλαιοντολογικού ενδιαφέροντος, ...).
2. Να βρίσκονται σε διαφορετικά περιβάλλοντα (αστικό, περιαστικό, αγροτικό).
3. Να εντάσσονται με διαφορετικό τρόπο στην εκπαιδευτική διαδικασία.

1.2.1 *Η επιλογή εκπαιδευτικών γεωτόπων στο αστικό περιβάλλον*

Η επιλογή εκπαιδευτικών γεωτόπων στο περιαστικό και αγροτικό περιβάλλον, δεν αποτελεί ιδιαίτερο πρόβλημα.

Υπάρχουν πολλές εξαιρετικές υποψήφιες θέσεις και τα κριτήρια για την επιλογή ή μη επιλογή τους έχουν να κάνουν όχι με τα επιστημονικά χαρακτηριστικά τους- αφού αυτά είναι δεδομένα- αλλά κυρίως με την ποικιλία που θα θέλαμε να εξασφαλίσουμε όσον αφορά τα γεωλογικά αντικείμενα (κριτήριο 1) και τον τρόπο που εντάσσονται στην εκπαιδευτική διαδικασία (κριτήριο 3).

Ιδιαίτερη πρόκληση, αποτελεί η επιλογή γεωτόπων μέσα στην Αθήνα και κατ΄ αντιστοιχία στα μεγάλα αστικά κέντρα.

Στις ελληνικές πόλεις, υπάρχουν σημαντικές ελλείψεις σε δημόσιους υπαίθριους χώρους. Όσο πιο πυκνοκατοικημένη είναι η πόλη τόσο μειώνονται οι ελεύθεροι χώροι. Δηλαδή η κατάσταση είναι πιο προβληματική στα μεγάλα αστικά κέντρα. Αυτό οφείλεται στη δομή και στο βαθμό συμμετοχής των διαφόρων χρήσεων. Η χρήση κατοικία και τα δίκτυα μεταφορών καλύπτουν το 74,8% της αστικής περιοχής, ενώ οι ελεύθεροι χώροι περιορίζονται σε ελάχιστο ποσοστό (3,6%). Ο δρόμος είναι κατά το 70% άσφαλτος και διατίθεται για τα αυτοκίνητα και 30% πεζοδρόμιο με ή χωρίς δενδροφύτευση, που όμως και αυτό κατά ένα μεγάλο ποσοστό καταλαμβάνεται από τη στάθμευση των αυτοκινήτων. Οι αμιγείς πεζόδρομοι έχουν περιορισμένη συμμετοχή στο σύνολο του οδικού δικτύου, ενώ συχνά γίνεται καταστρατήγησή τους από τα τροχοφόρα. Επίσης η συμμετοχή των ιδιωτικών ελεύθερων χώρων είναι αμελητέα, αφού το συνεχές οικοδομικό σύστημα καλύπτει το 70% του αστικού χώρου. Οι πιο προβληματικές, είναι οι περιοχές συνεχούς οικοδομικού συστήματος όταν μά-

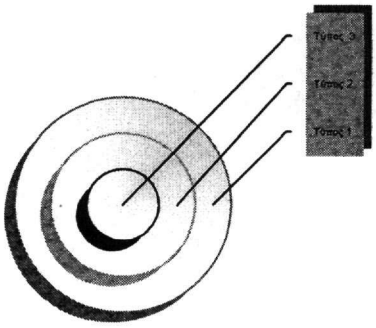
λιστα η δόμηση είναι υψηλή, οι δρόμοι στενοί και υπάρχει έλλειψη ελεύθερων χώρων, κάτι πολύ συνηθισμένο στα αστικά κέντρα της Ελλάδας (Αραβαντινός & Κοσμάκη 1988).

Ένα καλό παράδειγμα πεζόδρομου αποτελεί η Διονυσίου Αρεοπαγίτου από τη Λ. Αμαλίας έως τον κήπο του Θησείου μήκους δύο χιλ. με ένα μέσο πλάτος 20-25 μ.. Δηλαδή περίπου 60 στρέμματα επιφάνειας πλακοστρωμένης είτε με πλάκες μαρμάρου είτε με κυβόλιθους γρανίτη. Πρόκειται για ένα έργο «βιοτεχνικό», αν υποθέσει κανείς ότι το έργο του Δημήτρη Πικιώνη στην περιοχή της Ακρόπολης ήταν χειροτεχνικό (Βατόπουλος 2001).

Επιμέναμε στην επιλογή αστικών γεωτόπων, διότι το μεγαλύτερο ποσοστό του ελληνικού πληθυσμού, ζει σε αστικά κέντρα και η επιλογή τέτοιων γεωτόπων θα είχε ιδιαίτερα παιδαγωγικά οφέλη, αφού θα έφερνε πολύ κόσμο κοντά στους γεωτόπους.

1.2.2 *Τύποι πόλεων*

Ο πλούτος των γεωλογικών φυσικών πόρων διαφέρει από πόλη σε πόλη (ή και μέσα στην ίδια την πόλη). Μπορούμε να διακρίνουμε τρεις τύπους πόλεων ή τρεις τομείς εντός των πόλεων που μπορεί να συνυπάρχουν μέσα σε μία πόλη ή να εμφανίζεται ο ένας μόνο τύπος ή συνδυασμός δύο (Royal Society for Nature Conservation,1999) (Σχ. 1).



Σχήμα 1. Τρεις τύποι πόλεων

Τύπος 1: Σε αυτόν τον τύπο υπάρχουν εντυπωσιακοί ή απλά εμφανείς φυσικοί γεωλογικοί πόροι. Σε τέτοιες περιοχές αναζητούμε τυπικές θέσεις γεωτόπων.

Τύπος 2: Σε αυτόν τον τύπο, η εμφάνιση των γεωλογικών φυσικών πόρων είναι πολύ περιορισμένη, αλλά υπάρχει. Και σε αυτόν τον τύπο αναζητούμε τυπικές θέσεις γεωτόπων.

Στους τύπους 1 και 2 υπάρχει η δυνατότητα να προβάλλουμε το φυσικό γεωλογικό πόρο μέσα στο αστικό περιβάλλον και να αναδείξουμε τη σχέση του με την ιστορική, κοινωνική και πολιτιστική ανάπτυξη της πόλης.

Οι φυσικοί γεωλογικοί πόροι σε αυτούς τους δύο τύπους πόλεων μπορεί να είναι:

- Παλαιά λατομεία, ορυχεία, μεταλλεία στις παρυφές της μείζονος αστικής περιοχής ή μερικές φορές ενσωματωμένα μέσα στον αστικό ιστό, καθώς μεγάλωσε η πόλη.
- Υπολείμματα της αρχικής γεωλογίας-γεωμορφολογίας της περιοχής, πριν την οικοδόμηση.

Πολλά από αυτά τα υπολείμματα διατηρούνται σε φυσική ή ημι-φυσική κατάσταση σε χώρους πράσινου, για παράδειγμα στην Αθήνα στο λόφο του Φιλοπάππου (Σχ. 2), στον Εθνικό κήπο, στο Λυκαβηττό, το Ζάππειο, το λόφο Αρδηττού, το λόφο Στρέφη, το άλσος Παγκρατίου. Στις αυλές μονοκατοικιών που υπάρχουν ακόμη στην πόλη, όταν το οικοδομικό σύστημα είναι κάποιο άλλο εκτός



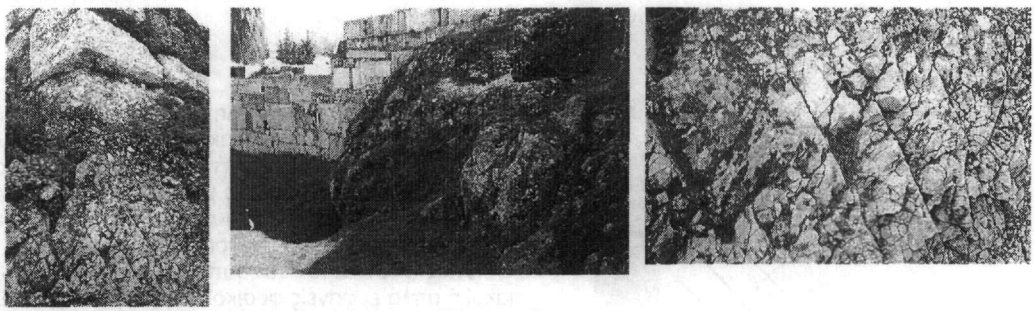
Σχήμα 2. Σχιστόλιθοι – Λόφος Φιλοπάππου



Σχήμα 3. Παράκτιοι πλειο-πλειστοκαινικοί σχηματισμοί -Ηετιώνεια Πύλη, Πειραιάς (Κουτσουβέλη & Δρανδάκη 2001).

από το συνεχές, ή ακόμα όταν είναι το συνεχές αλλά προβλέπεται προκήπιο (εμπρόσθια πρασιά). Στα πρανή των δρόμων όπως η Ηετιώνειος Πύλη στον Πειραιά (Σχ. 3). Αλλά κυρίως μέσα και γύρω από τους αρχαιολογικούς χώρους (Ακρόπολη, Αρχαία Αγορά, Κεραμεικός (Σχ. 4), Στήλες Ολυμπίου Διός).

Οι εμφανίσεις που υπάρχουν σε αυτές τις περιοχές μπορεί να έχουν και περιορισμένη επιστημονική αξία, αλλά έχουν ιδιαίτερη αισθητική και πολιτιστική αξία και σημαντική εκπαιδευτική αξία, αφού ευρισκόμενες στο εσωτερικό της πόλης κοντά σε σχολεία προσφέρουν μοναδικές ευκαιρίες για την εκπαίδευση.



Σχήμα 4. Ασβεστόλιθοι – Αρχαιολογικός χώρος Κεραμεικού

Στην περιοχή της «Ηετιωνείας Πύλης» που βρίσκεται στο δυτικό άκρο του επιβατικού λιμανιού του Πειραιά υπάρχει μια μικρή γεωλογική τομή, μάρτυρας της ιστορίας της περιοχής τόσο από γεωλογική όσο και από αρχαιολογική άποψη, αφού τη θέση αυτή διάλεξε ο Θεμιστοκλής για να επιβλέπει τις επιχειρήσεις του στόλου του. Γι αυτό το λόγο αποκαλείται και «Προκυμαία του Θεμιστοκλέους» (Κουτσουβέλη & Δρανδάκη 2001).

Είναι γνωστό και ορατό πλέον στις μέρες μας ότι μέσα στις πυκνοκατοικημένες περιοχές των πόλεων είναι σπάνιο φαινόμενο η ύπαρξη τέτοιων γεωλογικών τομών. Γι αυτό το λόγο οφείλουμε όχι μόνο να τις διατηρήσουμε αλλά και να τις αναδείξουμε, ώστε οι κάτοικοι της περιοχής, αλλά και οι επισκέπτες να έχουν την ευκαιρία να γνωρίσουν το γεωπεριβάλλον της πόλης τους.

Επιπλέον ο συνδυασμός αρχαιολογίας, ιστορίας και γεωλογίας κάνει τη θέση πιο ελκυστική στον επισκέπτη.

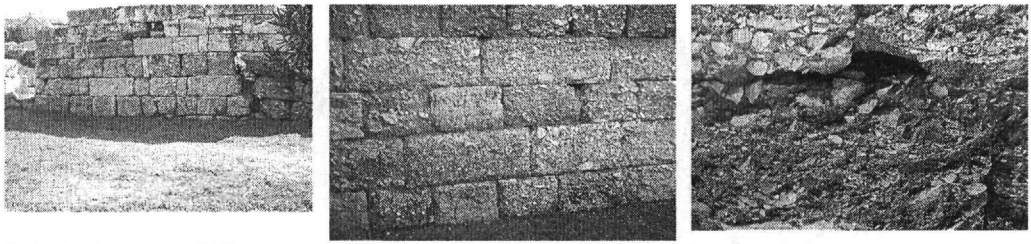
Τύπος 3: Σε αυτό τον τύπο, δεν υπάρχει η παραμικρή εμφάνιση γεωλογικών πόρων. Στην κατηγορία αυτή ανήκουν συνήθως τα κέντρα των μεγαλύτερων αστικών κέντρων. Η πιθανότητα ανεύρεσης θέσεων «τυπικών γεωτόπων» είναι ελάχιστη.

Στις περιπτώσεις αυτές ο μόνος ελεύθερος χώρος είναι ο δρόμος, ο οποίος όμως δέχεται και όλων των ειδών τις κινήσεις και η ανεύρεση γεωλογικών πόρων παρουσιάζει πολύ μεγάλες δυσκολίες, εκτός αν ειδικές συνθήκες το επιτρέπουν.

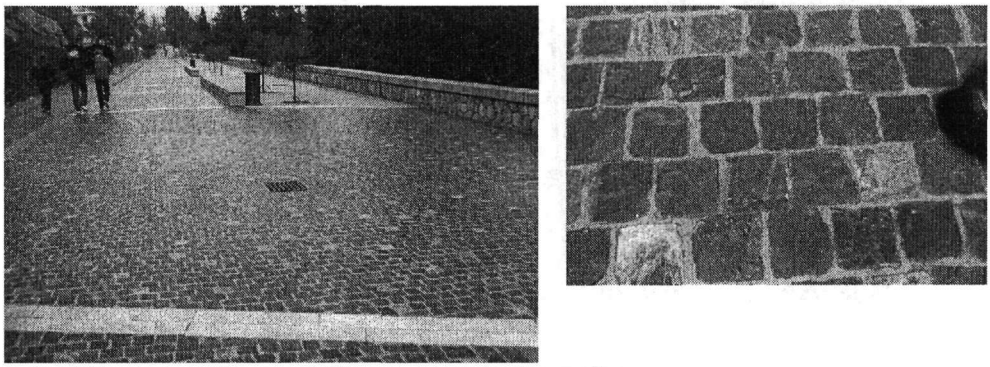
Στον τύπο 3 εάν θέλουμε να προωθήσουμε την ιδέα της γεωλογικής κληρονομιάς θα πρέπει να «δημιουργήσουμε» ένα γεωλογικό πόρο, δηλαδή ένα «μη τυπικό γεώτοπο».

Σε αυτές τις περιπτώσεις το ίδιο το δομημένο περιβάλλον – κτίρια, αγάλματα, μνημεία (Σχ. 5), ακόμη και κοιμητήρια, δρόμοι κυρίως πεζόδρομοι (Σχ. 6) και πεζοδρόμια και άλλες κατασκευές που τα δομικά τους υλικά (Σχ. 7) (πετρώματα και υλικά κατασκευής) προέρχονται από γεωλογικούς φυσικούς πόρους- μπορεί να αποτελέσουν ένα είδος «μη τυπικού γεωτόπου», μέσα από τον οποίο θα ανακαλύψουμε τη γεωλογία της περιοχής.

Ας μην ξεχνάμε, ότι μέχρι τη στιγμή που τα πετρώματα για τη δόμηση προέρχονταν από το τοπικό περιβάλλον και τα κτίρια ήταν σε αρμονία με το τοπικό ανάγλυφο και τη γεωλογία της περιοχής. Τότε, το δομημένο περιβάλλον αντικατόπτριζε και την τοπική γεωλογία. Ιδιαιτέρως στην τοπική αρχιτεκτονική στην οποία χρησιμοποιούσαν πετρώματα από το τοπικό περιβάλλον. Υπάρχουν και περιπτώσεις όπου η φαντασία των αρχιτεκτόνων και των μαστόρων έχει οδηγήσει στη δημιουργία «θεματικών γεωλογικών πάρκων» ή «προβληματικών τοίχων/ παιχνίδι τοίχων» (Robinson 1996). Δηλαδή θέσεων, όπου έχουν χρησιμοποιηθεί διαφορετικά είδη πετρωμάτων προκειμένου να παρουσιαστεί το επιθυμητό αισθητικό αποτέλεσμα.

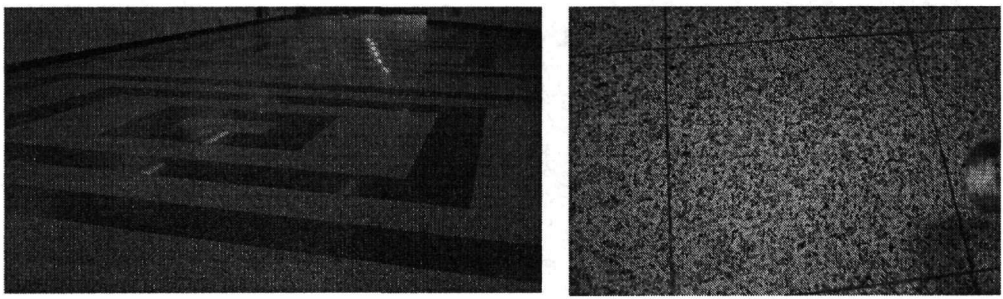


Σχήμα 5. Λατυποπαγή-Μνημείο από τον αρχαιολογικό χώρο του Κεραμεικού



Σχήμα 6. Γρανίτης και Μάρμαρο-Πεζόδρομος Διονυσίου Αρεοπαγίτου.

Η επιλογή θέσεων από το δομημένο περιβάλλον ως «μη- τυπικών θέσεων γεωτόπων» είναι από τις πιο καινοτόμες προσεγγίσεις για την περίπτωση των μεγαλουπόλεων, όπου δεν μπορούν να βρεθούν θέσεις με τα χαρακτηριστικά των τύπων (1) και (2). Οι θέσεις αυτές έχουν πολύ περιορισμένη επιστημονική αξία, αλλά αποτελούν μια πραγματική παιδαγωγική ευκαιρία για την εισαγωγή της γεωλογίας στα αστικά κέντρα.



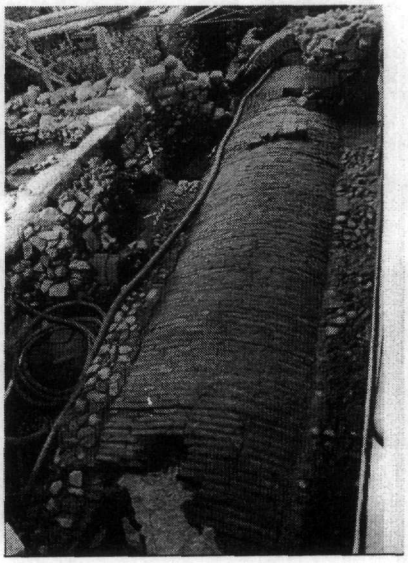
Σχήμα 7. Γρανίτες-Σταθμός ΜΕΤΡΟ Ακρόπολης

2 ΑΣΤΙΚΟΣ ΕΚΠΑΙΔΕΥΤΙΚΟΣ ΓΕΩΤΟΠΟΣ-ΗΡΙΔΑΝΟΣ ΠΟΤΑΜΟΣ

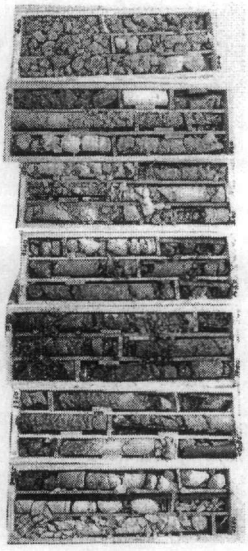
Στην περίπτωση του αστικού περιβάλλοντος επιλέξαμε ως εκπαιδευτικό «μη τυπικό» γεώτοπο τη θέση του Ηριδανού ποταμού στο σταθμό του ΜΕΤΡΟ Μοναστηράκι.

Το ποτάμι αποκαλύφθηκε στα ΝΑ της πλατείας Μοναστηρακίου σε βάθος 5,72- 6,44 μέτρα. Η εμφάνιση έχει μήκος 12,94 μέτρα και πλάτος 2,80 μέτρα. Οι όχθες του, οριοθετούνται από μία σειρά μεγάλων κροκαλοπαγών λιθοπλίνθων (ύστερη κλασική – ελληνιστική περίοδος) στις οποίες βαίνει πλινθόκτιστη θολωτή κάλυψη με ισχυρό συνδετικό κιτρινωπό κονίαμα (Μίχαλου-Αλεβίζου 2000) (Σχ. 8).

Στη περιοχή που εντοπίστηκε ο Ηριδανός στο Μοναστηράκι έχουν γίνει από την Αττικό ΜΕΤΡΟ πολλές γεωτρήσεις. Από την πλησιέστερη γεώτρηση προκύπτει η ακόλουθη στρωματογραφία (Σχ. 9):

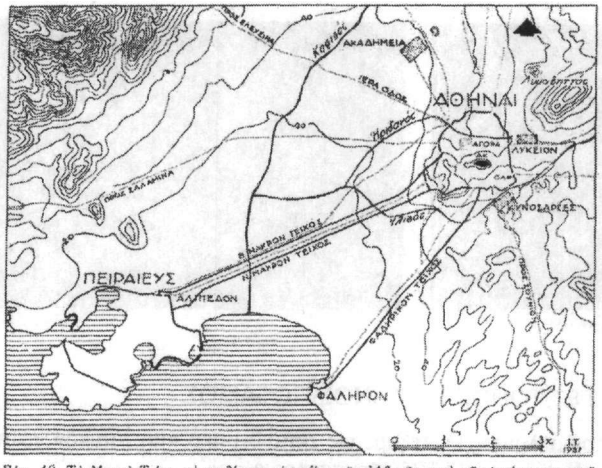


Σχήμα 8. Ηριδανός ποταμός- Σταθμός ΜΕΤΡΟ Μοναστηράκι.



Σχήμα 9. Στρωματογραφική στήλη της περιοχής Μοναστηρακίου.

2.00m-5.50m: Πρόσφατες ανθρωπογενείς - επιχώσεις από καστανή αμμοϊλυώδη άργιλο με χάλικες και λατύπες σχιστολίθου, ψαμμίτη ή ασβεστολίθου (<10cm). Ενδέχεται να περιέχουν θραύσματα κεραμικών, δομικού υλικού και ασβεστιτικά συγκρίμματα.



Εἰκ. 19. Τὰ Μακρὰ Τείχη, τὰ συνδέοντα τὴν πόλιν τῶν Ἀθηνῶν μετὰ τῶν λιμένων της, τοῦ Πειραιῶς καὶ τοῦ Φαλήρου (5ος π.Χ. αἰών).

Σχήμα 10. Η διαδρομή του Ηριδανού ποταμού (Τραυλός 1993)

5.50m-5.70m: Αλλουβιακές αποθέσεις από καστανέρυθρη αμμοϊλυώδη άργιλο με θραύσματα ασβεστολίθου και σχιστολίθου.

5.70m-21.00m: Ανοικτότεφρος-πρασινότεφρος χλωριτικός σχιστόλιθος, ασθενής έως εξαιρετικά ασθενής, μέτρια έως εντελώς αποσαθρωμένος (MW-CW), έντονα διατμημένος με επίπεδα σχιστότητας με σαπωνοειδείς και ελαφρά κυματοειδείς επιφάνειες. Συχνά εμπεριέχει μικρού πάχους ενδιαστρώσεις μεταψαμμίτη ή φλεβίδια χαλαζία, έντονα αποσαθρωμένων και οξειδωμένων.

Τοπικά είναι έντονη η παρουσία ανοικτόφαιου εύθρυπτου μαργαϊκού υλικού ή πρασινότεφρου αργιλώδους αμμοχάλικου.

25.00m-36.00m: Μελανότεφρος αργιλο-ιλυολιθικός σχιστόλιθος, με γραφίτη, κρυστάλλους σιδηροπυρίτη, και μικροπτυχωμένες ασβεστιτικές ή χαλαζιακές φλέβες και φλεβίδια. Είναι ασθενής έως εξαιρετικά ασθενής (σο Ο.25-5MPa), μέτρια έως ισχυρά αποσαθρωμένος (MW-HW), με πολυάριθ-

μες επιφάνειες (λείες ή κυματοειδείς) που φέρουν μαύρο αργιλικό υλικό πλήρωσης και γραμμές ολίσθησης. Στη μεσοσκοπική κλίμακα απαντούν ενδιαστρώσεις τεφρού στρωσιγενούς μεταψαμμίτη – μεταϊλυολίθου, ή σπανιότερα ασβεστολίθου, με ακανόνιστο πάχος και γεωμετρία.

Η ευρύτερη περιοχή του Μοναστηρακίου, από άποψη γεωλογικών φυσικών πόρων, ανήκει στον τύπο πόλης 3, αλλά οι εργασίες στο ΜΕΤΡΟ μας προσέφεραν τη μοναδική ευκαιρία να εμφανιστούν και πάλι οι γεωλογικοί φυσικοί πόροι κατά τη διάρκεια της κατασκευής του σταθμού του ΜΕΤΡΟ.

Ο Ηριδανός είναι ένας από τους τρεις ποταμούς (Κηφισός, Ιλισός, Ηριδανός) του λεκανοπεδίου της Αθήνας.

Η διαδρομή του ποταμού, που είναι γνωστή από ιστορικές πηγές (Τραυλός 1993), επιβεβαιώθηκε και από τις σύγχρονες έρευνες για τη μελέτη του ΜΕΤΡΟ (Σχ. 10).

2.1 Σύγχρονες έρευνες

Συγκεκριμένα στο πλαίσιο της μελέτης για την κατασκευή του ΜΕΤΡΟ της Αθήνας και της επίλυσης των προβλημάτων που προέκυπταν από τη σχεδιαζόμενη διέλευση των σηράγγων του «ΜΕΤΡΟ», πραγματοποιήθηκαν εμπεριστατωμένες γεωλογικές και γεωτεχνικές μελέτες, οι οποίες προσέφεραν πολλές πληροφορίες για τη γεωλογία της Αθήνας.

Στην προκαταρκτική υδρογεωλογική μελέτη που πραγματοποίησε το ΙΓΜΕ για την κατασκευή του ΜΕΤΡΟ της Αθήνας 1976-1977 (Ανδρονόπουλος & Κούκης 1976, Δούνας et al. 1976, Δούνας & Γάκης 1977) έγιναν μια σειρά γεωτρήσεων στα μισγάγγεια της κοιλάδας που ξεκινά από τις υπώρειες του Λυκαβηττού και καταλήγει στο Κεραμεικό. Στις γεωτρήσεις αυτές εντοπίστηκαν ιζήματα τα οποία θα μπορούσαν να χαρακτηριστούν ως αποθέσεις κοίτης ποταμού, πιθανά της κοίτης του Ηριδανού.

Το 1993 και πάλι στο πλαίσιο των έργων για το ΜΕΤΡΟ εντοπίζεται ο Ηριδανός. Το γεωραντάρ που ερευνούσε το υπέδαφος της Αθήνας εντοπίζει τον Ηριδανό στις οδούς Φιλελλήλων, Όθωνος και Μητροπόλεως.

Συγκεκριμένα οι γεωφυσικές μελέτες που πραγματοποιήθηκαν από το ΜΕΤΡΟ εντόπισαν στην περιοχή της πλατείας Συντάγματος σε βάθος 6-7 μέτρων την κοίτη του Ηριδανού. Το πλάτος του ποταμού ήταν 10-12 μέτρα (Papamarinopoulos & Papaioannou 1994). Η εικόνα αυτή ήταν όμοια σε πολλές διαδοχικές τομές του γεωραντάρ. Με αυτό τον τρόπο επιβεβαιώθηκε με τον καλύτερο τρόπο η υπόθεση των αρχαιολόγων για τη διαδρομή του Ηριδανού ποταμού. Στη συνέχεια η εκσκαφή από τους αρχαιολόγους έδειξε ότι το ποτάμι ήταν γεμάτο με υλικά τα οποία προέρχονταν από την αποσάθρωση των σχιστολίθων από την ίδια περιοχή, μαζί με αργιλικό υλικό, προϊόν αλλουβιακών αποθέσεων. Στον πυθμένα του ποταμού εντοπίστηκαν κομμάτια μαρμάρου, πιθανότατα τα είχαν τοποθετήσει οι αθηναίοι για να εκτρέψουν τη ροή του (Papamarinopoulos et al. 1997).

2.1.1 *Ανασκαφές στο σταθμό ΜΕΤΡΟ Σύνταγμα*

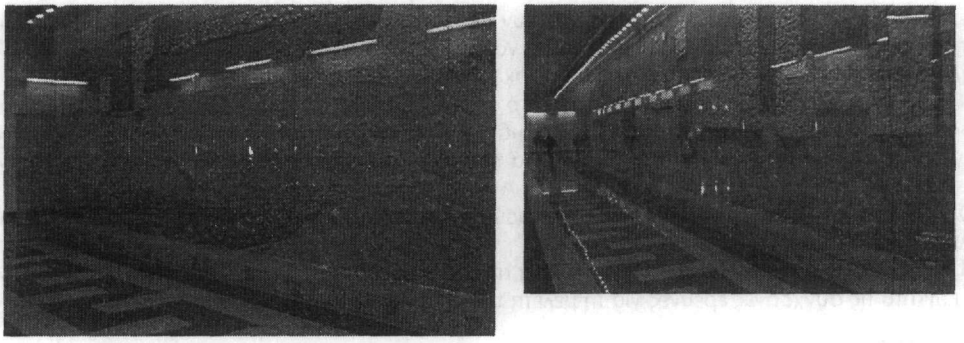
Η κοίτη του ποταμού που αποκαλύφθηκε στις ανασκαφές για το σταθμό του ΜΕΤΡΟ στο Σύνταγμα στη Βουλή, στη λεωφόρο Αμαλίας και στην πλατεία Συντάγματος ταυτίστηκε με τον Ηριδανό. Η κοίτη του ποταμού αποκαλύφθηκε εγκάρσια στην οδό Αμαλίας, στο ύψος της οδού Όθωνος, σε πλάτος που μαζί με τις όχθες υπερβαίνει τα 50 μέτρα. Εκτός από το βαθύτερο σημείο στο κέντρο (κυρίως κοίτη), διαπιστώθηκαν παντού επιμήκεις κοιλότητες, συχνά διασταυρούμενενες (μικροκοίτες) στοιχείο που μαρτυρεί την ορμητική ροή του ποταμού και ανταποκρίνεται στην περιγραφή του από τους αρχαίους συγγραφείς (Ζαχαριάδου Ολ. 2000).

Η παρουσία κυκλικών ορυγμάτων στο βράχο σε πυκνά διαστήματα, ίσως αποτελεί ένδειξη για προσπάθειες γεφύρωσης του ποταμού όταν κυλούσε στην περιοχή.

Σε πρόσφατη ανασκαφική έρευνα στην ανωφερική οδό που συνδέει τη λεωφόρο Αμαλίας με το λόφο της Βουλής διαπιστώθηκε ότι η κοίτη, μετά την καθοδική της πορεία από τις υπώρειες του Λυκαβητού και πριν εμφανιστεί στη λεωφόρο, περνούσε κάτω από την πλατεία του Αγνώστου Στρατιώτη (Ζαχαριάδου Ολ. 2000).

Στους πρώιμους ρωμαϊκούς χρόνους η κοίτη του ποταμού επιχωματώνεται, αφού τα νερά του εκτρέπονται στα νότια και στο εσωτερικό της κοίτης κατασκευάζεται μεγάλος λίθινος αγωγός. Με κατεύθυνση ΒΑ-ΝΔ, που ερευνήθηκε σε μήκος 47 μέτρων. Έχει κτιστά τοιχώματα και συμπαγή θολωτή οροφή. Το γέμισμα του περιείχε κεραμική και κυρίως λύχνους του ύστερου 3ου – πρώιμου 4ου αι. μ. Χ. εποχή που εγκαταλείφθηκε (Ζαχαριάδου Ολ. 2000).

Ένα μικρό τμήμα της κοίτης του Ηριδανού, σε αναπαράσταση, εκτίθεται από τον Ιανουάριο του 2000 στο σταθμό του ΜΕΤΡΟ στο Σύνταγμα, σε μια αρχαιολογική στρωματογραφική τομή (Σχ. 11).



Σχήμα 11. Αναπαράσταση της κοίτης του Ηριδανού σε αρχαιολογική στρωματογραφική τομή στο σταθμό του ΜΕΤΡΟ Σύνταγμα.

2.1.2 *Ανασκαφές στο σταθμό Μοναστηράκι*

Στις ανασκαφές στο σταθμό Μοναστηράκι του ΜΕΤΡΟ ο Ηριδανός αποκαλύφθηκε στα ΝΑ της πλατείας όπως περιγράψαμε ανωτέρω.

Η κοίτη του ποταμού συνεχίζεται υπογείως δυτικά, εκτός των ορίων της ανασκαφής, σε μήκος δύο μέτρων και πιθανότατα έχει καταστραφεί από την κατασκευή του σταθμού του ΗΣΑΠ.

Από έρευνα σύγχρονου φρεατίου στη ΒΔ αποβάθρα του σταθμού διαπιστώθηκε η προς δυσμάς συνέχεια της εγκιβωτισμένης κοίτης του σε μήκος περί τα 12,50 μέτρα που θα συνδέεται με το γνωστό τμήμα του Ηριδανού στην Αρχαία Αγορά (Μίχαλου-Αλεβίζου 2000).

2.1.3 *Ανασκαφές στο σταθμό Κεραμεικός*

Στις ανασκαφές στην περιοχή του Κεραμεικού για το σταθμό του ΜΕΤΡΟ (η κατασκευή του οποίου ματαιώθηκε) εντοπίστηκε σε μήκος 14 μέτρων και πλάτος περίπου 1,5 μέτρο η νότια όχθη του και μικρό μέρος της κοίτης του Ηριδανού των προγεωμετρικών ή των γεωμετρικών χρόνων.



Σχήμα 12. Ο Ηριδανός ποταμός κυλά ελεύθερα στον αρχαιολογικό χώρο του Κεραμεικού.

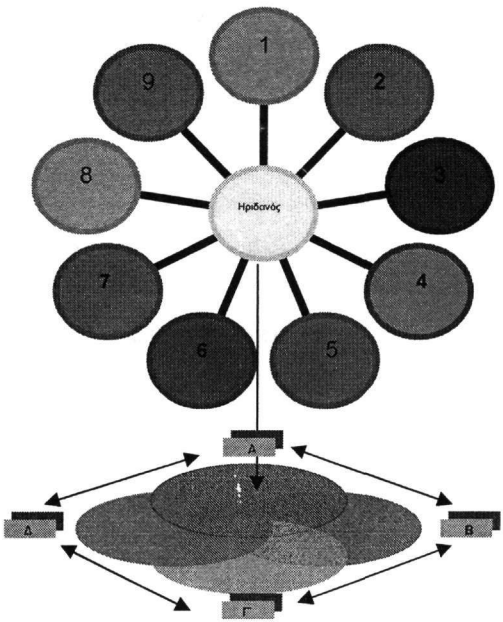
Στην περιοχή αυτή έρεε ελεύθερα ο ποταμός πριν από τη διευθέτηση της κοίτης του κατά την περίοδο της κατασκευής του Θεμιστόκλειου τείχους, τον 5ο αι. π.Χ. Η έρευνα του Ηριδανού δεν ολοκληρώθηκε, λόγω του υπερκείμενου αρχαϊκού, κλασικού νεκροταφείου αλλά και επειδή έπαψε η ανάγκη της ανασκαφής, έπειτα από την οριστική απόφαση να μη γίνει ο σταθμός Κεραμεικός στη θέση αυτή (Κουτσουβέλη Α. & Γεωργίου Χ. 1996, Μπαζιωτοπούλου-Βαλαβάνη & Τσιριγώτη- Δρακώτου 2000).

3 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Ο γεώτοπος του Ηριδανού ποταμού, μας προσφέρει μοναδικές ευκαιρίες για την ευαισθητοποίηση του ευρύτερου κοινού για τη γεωλογία και μοναδική ευκαιρία για παιδαγωγικές προσεγγίσεις σε οργανωμένες ομάδες αφού:

-Πληροί τα κριτήρια επιλογής των εκπαιδευτικών γεωτόπων.
-Είναι μία θέση που θα τη βλέπουν εκατοντάδες άνθρωποι κάθε μέρα.
-Βρίσκεται σε κλειστό χώρο, έχει εύκολη πρόσβαση και θα μπορεί να την επισκεφθεί κάποιος ελεύθερα.
-Συνδυάζεται η γεωλογία με την αρχαιολογία, την ιστορία και την τεχνολογία.
-Προσφέρεται για διεπιστημονική/ διαθεματική παιδαγωγική προσέγγιση (Σχ.13).

Και αποδεικνύει ότι η δημιουργία μεγάλων τεχνικών έργων που συμβάλλουν στην ανάπτυξη μπορεί να προσφέρει στην επιστήμη και την εκπαίδευση όταν γίνονται με συνετό και φιλικό προς το περιβάλλον τρόπο.



Γνωστικά αντικείμενα για τη διαθεματική προσέγγιση: 1.Γεωλογία, 2.Γεωγραφία, 3.Βιολογία, 4.Ιστορία, 5.Μαθηματικά, 6.Νεοελληνική γλώσσα, 7.Τεχνολογία, 8.Αισθητική Αγωγή, 9.Κοινωνική και πολιτική αγωγή.
Διαθεματικές έννοιες: Α. Χρόνος, Β. Αλληλεπίδραση, Γ. Διάσταση, Δ. Μεταβολή.

Σχήμα 13. Σχέδιο διαθεματικής προσέγγισης του γεωτόπου του Ηριδανού ποταμού.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Οι συγγραφείς θα ήθελαν να ευχαριστήσουν το Ι.Κ.Υ. για την οικονομική του υποστήριξη μέσω του προγράμματος υποτροφιών Μεταδιδακτορικής Έρευνας 2000-01, την 3η Εφορία Βυζαντινών Αρχαιοτήτων για την παραχώρηση της φωτογραφίας του Ηριδανού του σχήματος 8 και την ΑΤΤΙΚΟ ΜΕΤΡΟ για την παραχώρηση στοιχείων των γεωτρήσεων στην περιοχή Μοναστηράκι (Σχ. 9).

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Ανδρονόπουλος Β. & Κούκης Γ. (1976): *Γεωλογική – Γεωτεχνική μελέτη της περιοχής Ακροπόλεως Αθηνών*, Γεωτεχν. Έρευνα, Ι.Γ.Μ.Ε., 1, 49σ.

Αραβαντινός Αθ. & Κοσμάκη Π. 1988. *Υπαίθριοι χώροι στην πόλη*, Εκδ. ΣΥΜΕΩΝ, Αθήνα, 176σ.

Βατόπουλος Ν. 2001. Η αναγέννηση της Διονυσίου Αρεοπαγίτου. *Εφημερίδα Η καθημερινή 12/8/2001*, 40.

Δουνάς Αθ., Καλλέργης Γ., Μόρφης Α. 1976. *Υδρογεωλογική έρευνα εντός των πλαισίων της μελέτης του μητροπολιτικού σιδηροδρόμου Αθηνών (ΜΕΤΡΟ)*, Υδρολογικές-Υδρογεωλογικές έρευνες, Ι.Γ.Μ.Ε., 19, 124σ.

Δουνάς Αθ. & Γάκης Α. 1977. *Διακύμανση της στάθμης ύδατος πιεζομετρικών μετρήσεων γεωτρήσεων περιοχής ΜΕΤΡΟ Αθηνών*, Υδρολογικές και υδρογεωλογικές έρευνες, Ι.Γ.Μ.Ε., 22, 273 πιν., 3σ.

Κουτσουβέλη Α. & Γεωργίου Χ. 1996. *Γεωλογική-Γεωτεχνική έρευνα στον αρχαιολογικό χώρο του Κεραμεικού κατά μήκος της σχεδιαζόμενης χάραξης του ΜΕΤΡΟ Αθηνών*, Γεωλογική Έρευνα, Ι.Γ.Μ.Ε., 11σ.

Κουτσουβέλη Α. & Δρανδάκη Ειρ. , 2001. Το γεωπεριβάλλον της αρχαιολογικής θέσης «Ηετιώνεια Πύλη» στον Πειραιά και η προστασία του μέσα από την περιβαλλοντική εκπαίδευση, *2ο Διεθνές Συμπόσιο Μνημεία της Φύσης Γεωλογική κληρονομιά*, Μόλυβος, 30/6-2/7 1997, Μουσείο απολιθωμένου δάσους Λέσβου & Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών, 306-310.

Μίχαλου-Αλεβίζου Ν. 2000. Το Μοναστηράκι στα βυζαντινά χρόνια. *Εφημερίδα Η Καθημερινή 18/6/2000*, 28-31.

Τραυλός Ι. 1993. *Η πολεοδομική εξέλιξης των Αθηνών Β΄ έκδοση*. ΚΑΠΟΝ , Αθήνα, 284σ.

Ζαχαριάδου Ο. 2000. Σταθμός Σύνταγμα. Στο Λ. Παρλαμά & Ν. Σταμπολίδης (eds), *Η πόλη κάτω από την πόλη*. 265-275, Αθήνα, Υπουργείο Πολιτισμού & Μουσείο Κυκλαδικής Τέχνης, 413 σ.

Μπαζιωτοπούλου-Βαλαβάνη Ε. & Τσιριγώτη- Δρακώτου Ι. 2000. Σταθμός Κεραμεικός. Στο Λ. Παρλαμά & Ν. Σταμπολίδης (eds), *Η πόλη κάτω από την πόλη*. 149-161, Αθήνα, Υπουργείο Πολιτισμού & Μουσείο Κυκλαδικής Τέχνης, 413 σ.

Diakantoni A., Drandaki I., Fermeli G., Galanakis D., Koutsouveli A., Eder W., Patzak M., Martini G., Page K., Hlad B. & Gonggrijp G.P.1999. *Geological heritage –research in environmental education and cooperation in European level*. Drandaki I., Fermeli G., Koutsouveli A. (eds.), Athens, 245 pp.

Papamarinopoulos P. & Papaioannou G. 1994. Geophysical investigations with the Georadar in the Middle of Athens at Syntagma square, and the Discovery of the Subterranean River Iridanos, *GPR Proceedings*, June 12-16, Ontario, 2, 569-576.

Papamarinopoulos P., Papaioannou G., Stefanopoulos P. 1997. New geological evidence in the center of Athens Using Georadar, *Proceedings international Symposium on Engineering Geology and the environment*, Athens, June 23-27, 121-126.

Robinson Eric (1996): A version of "The wall Game" in Battersea Park. In: Bennet M.R., Doyle P., Lawwood J.G. & Prosser C.D. (eds). *Geology on your doorstep. The role of urban geology I Earth heritage conservation*, 163-170, London, The Geological Society.

Royal Society for Nature Conservation, 1999. *RIGS Handbook*, London, Royal Society for Nature Conservation, 350 pp.

ABSTRACT

SELECTING PEDAGOGICAL GEOTOPES IN URBAN ENVIRONMENT

Fermeli G.[1] and Diacantoni – Marcopoulou A.[2]

[1]*Pedagogical Institute, Mesogheion 406, 15342 Athens, georgia@pi-schools.gr*

[2] *Department of Historical Geology-Paleontology, School of Geology and Geoenvironment, University of Athens, Panepistimioupoli Zografou, 15786 Athens, amarkop@geog.uoa.gr*

Landscape is our modern environment and the rocks that constituting are simultaneous the materials from which are made our cities.

May be, some students have seen these geological outcrops, but what are they knowing about the way that they have formed, the way that they act on humans and the way that humans act on them? It is very important the selection of urban pedagogical geotopes because their study will contribute in the understanding of the local geological history, and they will help each student separately to develop useful skills and also they will sensitize the general public.

There are three cities types or three sections in the cities that they can coexist in a city or it can appear one or a combination of two (Tab. 1). In type 1, exist impressive or simply obvious natural geological resources. In type 2, the appearance of geological natural resources is very limited, but exists.

In these two types of cities, we are looking for "typical geotopes" and there is the opportunity to promote the geological natural resource in the urban environment and indicate his relation with historical, social and cultural development of city.

In type 3, does not exist the least appearance of geological resources. In this category belong usually the centres of big cities and the probability to find typical geotopes is minimal.

In this type, if we want to promote the idea of geological heritage we should "create" a geological resource that means a "non typical geotope".

In these cases the built environment - buildings, statues, monuments (Tab. 5), even cemeteries, streets mainly pedestrian zones Tab. 6), pavements and other constructions which their materials (Tab. 7) (rocks and constructions materials) are emanating from geological natural resources - can constitute a "not typical geotope". Educationally these "non typical geotopes" offer a great challenge to discover the local geological history. As a "non typical geotope" in Athens is proposed the "appearance" of Iridanos river in the METRO Station Monastiraki (Tab. 8).

Ιζηματολογία

Sedimentology

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

ΚΟΚΚΟΜΕΤΡΙΚΟ ΜΕΓΕΘΟΣ ΚΑΙ ΜΟΡΦΟΜΕΤΡΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΚΡΟΚΑΛΩΝ ΤΗΣ ΚΟΙΤΗΣ ΤΟΥ ΒΟΙΩΤΙΚΟΥ ΚΗΦΙΣΟΥ

Καρκάνας Α. Π. , Κοντόπουλος Ν. Σ.
Εργαστήριο Ιζηματολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Πατρών, 265 00, Ρίο,
al-kar@aias.gr, kontopou@upatras.gr, sediment@upatras.gr

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η εργασία αυτή μελετά τη λιθολογία, τον αριθμητικό μέσο, τη στρογγυλότητα, τη σφαιρικότητα και το σχήμα των κροκαλών της κοίτης του Βοιωτικού Κηφισού ποταμού σε έντεκα σταθμούς δειγματοληψίας στη μέση ροή του.

Λιθολογικά οι κροκάλες είναι ασβεστολιθικές, ψαμμιτικές, κερατολιθικές και εκρηξιγενείς. Οι αντίστοιχοι ποσοστιαίοι μέσοι όροι συμμετοχής των είναι: 78,89%, 11,40%, 6,48% και 7,23%. Η μεταβολή της ποσοτικής συμμετοχής των λιθολογικών τύπων με την απόσταση οφείλεται κυρίως στη πρόσμιξη από «εισροή νέου υλικού» χωρίς να αποκλείεται η δράση της τριβής και της θραύσης από τον έκτο μέχρι τον τελευταίο σταθμό δειγματοληψίας.

Ο αριθμητικός μέσος των κροκαλών όλων των λιθολογιών μειώνεται με την απόσταση μεταφοράς. Αυτό οφείλεται κυρίως στην εκλεκτική ταξινόμηση εξαιτίας της μείωσης της κλίσης του ποταμού.

Ο βαθμός στρογγυλότητας των κροκαλών κατά Powers (1982) είναι 3,81 για τις ασβεστολιθικές, 4,65 για τις ψαμμιτικές, 2,13 για τις κερατολιθικές και 3,01 για τις εκρηξιγενείς.

Η σφαιρικότητα των κροκαλών για τις ασβεστολιθικές, ψαμμιτικές, κερατολιθικές και εκρηξιγενείς είναι 0,70, 0,66, 0,72 και 0,70 αντίστοιχα. Ο μέσος όρος της σφαιρικότητας του συνόλου των κροκαλών είναι 0,69.

Η στρογγυλότητα δε σχετίζεται με την απόσταση μεταφοράς επειδή πιθανώς έχει αποκτήσει τη μέγιστη τιμή της πριν από τον πρώτο σταθμό δειγματοληψίας ή η απόσταση μεταφοράς δεν ευνοεί αλλαγές.

Όμοια η σφαιρικότητα δε σχετίζεται με την απόσταση μεταφοράς των μαλακών λιθολογιών λόγω συνδυασμού θραύσης κατά τη στρώση και ανισοτροπικής τριβής, ενώ οι κερατόλιθοι δείχνουν συσχέτιση επειδή υφίστανται απολεπίωση κατά τη μεταφορά.

Ο Βοιωτικός Κηφισός ποταμός έχει την τάση να παράγει περισσότερο σφαιρικές και δισκοειδείς κροκάλες παρά πλατυσμένες και κυλινδρικές. Επιπλέον, τα δύο πρώτα σχήματα δείχνουν να μειώνονται με την απόσταση μεταφοράς ενώ αυτό δε συμβαίνει με τα υπόλοιπα δύο σχήματα.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η βιβλιογραφία σε θέματα Ιζηματολογίας χαλικωδών ποταμών στον Ελλαδικό χώρο είναι εντελώς περιορισμένη. Η εργασία αυτή αποτελεί μια πρώτη προσέγγιση στη μελέτη και ερμηνεία των ιστολογικών χαρακτήρων των κροκαλών της κοίτης του Βοιωτικού Κηφισού.

2 ΠΕΡΙΟΧΗ ΕΡΕΥΝΑΣ

Ο Βοιωτικός (ή/και) Φωκικός Κηφισός ποταμός είναι ο κύριος ρευματικός κλάδος και αποδέκτης των επιφανειακών υδάτων της ομώνυμης υδρογεωλογικής λεκάνης, με σχεδόν μόνιμη ροή. Κάνοντας μια διαδρομή ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης μέσα από τις κοιλάδες Γραβιάς – Μπράλου – Αμφίκλειας, Τιθορέας – Ελάτειας και Δαύλειας – Χαιρώνειας, διασχίζει σήμερα μέσω τεχνητών διωρύγων την αποξηρανθείσα λίμνη της Κωπαΐδας και εκβάλλει μέσω της σήραγγας Καρδίτσας της περιοχής Ακραιφνίας στη λίμνη Υλίκη.

Η περιοχή μελέτης βρίσκεται στο κεντρικό τμήμα της Ανατολικής Στερεάς Ελλάδας (Σχ.1) και περιλαμβάνει μέρος του δυτικού τμήματος της λεκάνης και εκτείνεται από τη θέση του Σιδηροδρομικού Σταθμού Λιλαίας, όπου ο Βοιωτικός Κηφισός εμφανίζεται ως ένας ενιαίος κλάδος μετά τη συμβολή των ρευμάτων του άνω ρού, μέχρι τη θέση Καράμουσα, στο ΒΔ άκρο του όρους Ακόντιο. Οριοθετείται δυτικά από τα όρη Γκιώνα και Οίτη, νοτιοδυτικά από τα όρη Παρνασσός και Ελικώνας, νοτιοανατολικά από το όρος Θούριο, βόρεια και βορειοανατολικά από το Καλλίδρομο όρος και ανατολικά από τα όρη Χλωμό, Υφάντειο και Ακόντιο.

Η συνολική έκταση που περικλείεται από την υδροκριτική γραμμή της περιοχής μελέτης είναι περίπου 1158 km^2.



Σχήμα 1. Περιοχή έρευνας

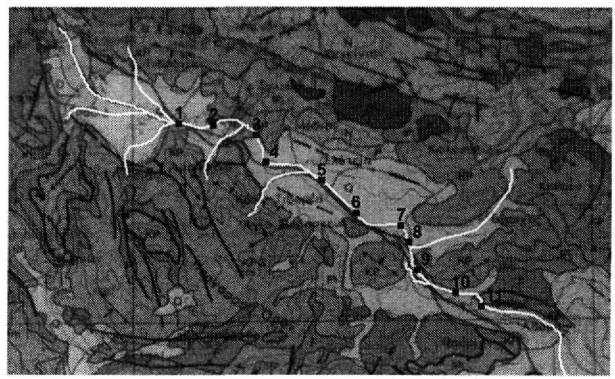
3 ΓΕΩΛΟΓΙΑ

Οι λιθολογικοί σχηματισμοί που κυριαρχούν στην περιοχή μελέτης (Σχ.2), ανήκουν από γεωτεκτονικής πλευράς σε τρεις ζώνες. Τη ζώνη Ανατολικής Ελλάδας (Υποπελαγονική), τη Βοιωτική ζώνη και τη ζώνη Παρνασσού – Γκιώνας. Επί πλέον απαντώνται αποθέσεις του Τριτογενούς και του Τεταρτογενούς.

Η ζώνη Ανατολικής Ελλάδας περιλαμβάνει δολομιτικούς ασβεστόλιθους, δολομίτες, κροκαλοπαγή, πετρώματα της σχιστοκερατολιθικής διάπλασης (αργιλικούς σχιστόλιθους σε εναλλαγές με κερατολίθους, ψαμμίτες και ασβεστόλιθους), οφιολιθικές μάζες, ασβεστόλιθο και φλύσχη.

Τα πετρώματα που κυριαρχούν στη Βοιωτική ζώνη είναι κροκαλοπαγή, ψαμμίτες, οφιόλιθοι και αργιλομαργαϊκοί σχιστόλιθοι με ενστρώσεις ασβεστόλιθων και κερατολίθων.

Στη ζώνη Παρνασσού – Γκιώνας εμφανίζονται δολομίτες, δολομιτικοί ασβεστόλιθοι, ασβεστόλιθοι και φλύσχης ο οποίος συνίσταται από κροκαλοπαγή, ψαμμίτες και αργιλικούς σχιστόλιθους.



Σχήμα 2. Γεωλογικός χάρτης της περιοχής έρευνας με τους σταθμούς δειγματοληψίας. Q=Ολόκαινο, Pt=Πλειστόκαινο, N=Νεογενές, F=Φλύσχης, K=ανθρακικά πετρώματα, Sh=σχιστοκερατολιθική διάπλαση και οφιόλιθοι, π=εκρηξιγενή.

Κατά το Νεογενές σχηματίστηκαν ιζήματα λιμναίας και λιμνοθαλάσσιας κυρίως προέλευσης, μάργες και μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι, κροκαλοπαγή, ψαμμίτες και άργιλοι. Οι σχηματισμοί αυτοί επικάθονται ασύμφωνα είτε στο φλύσχη είτε άμεσα στους ασβεστόλιθους και στους οφιόλιθους.

Οι Τεταρτογενείς σχηματισμοί περιλαμβάνουν λιμναίες και χειμαρρώδεις αποθέσεις, αλλουβιακές προσχώσεις, πλευρικά κορήματα, κώνους ριπιδίων, και προϊόντα διάλυσης ασβεστόλιθων (terra rossa). Συνίστανται από αργίλους, πηλούς, άμμους, κροκάλες, ψαμμίτες και κροκαλοπαγή.

Οι αλπικές ορογενετικές κινήσεις προκάλεσαν στην περιοχή πτυχώσεις και εφαπτομενικές κινήσεις (εφιππεύσεις και επωθήσεις). Σε αυτές οφείλεται η ύπαρξη επωθημένων ασβεστολιθικών μαζών της ζώνης Ανατολικής Ελλάδας πάνω στη ζώνη Παρνασσού – Γκιώνας. Οι τριτο- τεταρτογενείς ηπειρωτικές κινήσεις προκάλεσαν τη διάρρηξη των στρωμάτων και την κατακόρυφη μετακίνηση μεγάλων τμημάτων της περιοχής, με αποτέλεσμα τη δημιουργία τεκτονικών τάφρων και κεράτων. Το βύθισμα του Βοιωτικού Κηφισού οφείλεται σε ένα σύστημα ρηγμάτων ΒΔ–ΝΑ διεύθυνσης το οποίο σε συνδυασμό με ένα άλλο σύστημα ρηγμάτων ΝΔ–ΒΑ διεύθυνσης, υπέστη τεμαχισμό σε μικρότερα τεκτονικά τεμάχη που χαρακτηρίζουν τη σημερινή δομή της περιοχής και αντιστοιχούν στις λε-

κάνες του άνω, μέσου και κάτω ρού του ποταμού. (Renz 1940, Renz 1955, Μαρίνος 1957, Aubouin 1959, Μαράτος 1971, Celet et al 1976, Clement 1977, Rimpel & Rothenhöfer 1983).

4 ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

4.1 Εργασία υπαίθρου

Για τη μελέτη του κοκκομετρικού μεγέθους και των μορφομετρικών χαρακτηριστικών των κροκαλών της κοίτης του Βοιωτικού Κηφισού, πραγματοποιήθηκε συλλογή κόκκων από την επιφάνεια της κοίτης του ρεύματος. Κατά μήκος της κοίτης του κύριου ποτάμιου κλάδου, επιλέχτηκαν 11 σταθμοί δειγματοληψίας που καλύπτουν μήκος 46,120 km του ποτάμιου ρεύματος (Πιν. 1). Ως σταθμός δειγματοληψίας θεωρήθηκε ένα τμήμα του ρεύματος του οποίου το μήκος είναι 5-7 φορές μεγαλύτερο από το εύρος της κοίτης του ή το μήκος ενός μαιανδρικού κύματος.

Πίνακας 1: Θέσεις σταθμών δειγματοληψίας κατά μήκος της κοίτης του Βοιωτικού Κηφισού.

ΣΥΜΒΟΛΙΣΜΟΣ ΣΤΑΘΜΟΥ	ΑΠΟΣΤΑΣΕΙΣ ΜΕΤΑΞΥ ΤΩΝ ΣΤΑΘΜΩΝ (km)	ΑΠΟΣΤΑΣΗ ΣΤΑΘΜΟΥ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΡΧΗ (km)	ΑΠΟΛΥΤΟ ΥΨΟΜΕΤΡΟ ΣΤΑΘΜΟΥ (m)	ΘΕΣΗ - ΠΕΡΙΟΧΗ
Σ1	0,000	0,000	278,00	Σιδηροδρομικός Σταθμός Λιλαίας
Σ2	3,100	3,100	272,00	Κορομπίλι Άνω Καλυβιών Αμφίκλειας
Σ3	8,720	11,820	198,00	Κάμπος Κάτω Καλυβιών Τιθορέας
Σ4	3,100	14,920	183,10	Βρίλια Κάτω Καλυβιών Τιθορέας
Σ5	7,050	21,970	157,20	Κορομηλίτσα Κάτω Τιθορέας
Σ6	6,250	28,220	138,90	Μαγούλα Αγίας Παρασκευής
Σ7	5,620	33,840	128,30	Κουκούλι Βασιλικών
Σ8	3,150	36,990	125,00	Παραποτάμιοι Ανθοχωρίου
Σ9	4,630	41,620	119,00	Σιδηροδρομικός Σταθμός Δαύλειας
Σ10	1,750	43,370	118,10	Χιλιαδού Χαιρώνειας
Σ11	2,750	46,120	112,20	Καράμουσα Ακοντίου

Σε κάθε σταθμό δειγματοληψίας χρησιμοποιήθηκε αναλόγως τόσο η στρωματογραφική όσο και η μη στρωματογραφική δειγματοληψία (Wolman, 1954 και Leopold, 1970).

Ο αριθμός των κροκαλών που συλλέχτηκαν σε κάθε σταθμό δειγματοληψίας κυμαίνεται από 141-533. Συλλέχτηκαν συνολικά 4.431 κροκάλες. Σε κάθε κροκάλα μετρήθηκαν και οι τρεις άξονες a,b,c, σύμφωνα με τη μέθοδο Griffiths (1967) και με τη χρήση μετροταινίας, παχυμέτρου και τρισδιάστατου κροκαλόμετρου, αναλόγου αυτού που ανέπτυξαν οι Ibbeken & Denzer (1988). Επίσης υπολογίστηκε ο βαθμός στρογγυλότητας των κροκαλών με τη βοήθεια του οπτικού χάρτη του Powers (1982).

4.2 Εργαστηριακές μέθοδοι

Για τον προσδιορισμό του σχήματος των κροκαλών χρησιμοποιήθηκε το διάγραμμα κατά Zingg (1935). Για τον προσδιορισμό της σφαιρικότητας χρησιμοποιήθηκε ο τύπος $(c^2/ab)^{1/3}$ κατά Sneed και Folk (1958). Για την στατιστική επεξεργασία των δεδομένων της υπαίθρου και του εργαστηρίου χρησιμοποιήθηκε το στατιστικό πακέτο SPSS 11.

5 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΙΣΤΟΛΟΓΙΚΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ

5.1 Αποτελέσματα ανάλυσης της λιθολογίας

Ο λιθολογικός τύπος των κροκαλών που απαντούν στην ποτάμια αύλακα είναι ο ασβεστολιθικός, ο ψαμμιτικός, ο κερατολιθικός και ο εκρηξιγενής. Από αυτούς κυριαρχούν ο πρώτος με 74,89% κατά μέσο όρο, ενώ 11,40%, 6,48% και 7,23% είναι οι μέσοι όροι αντίστοιχα των υπολοίπων λιθολογικών τύπων. Στον πίνακα 2 παρουσιάζονται τα εκατοστιαία μεγέθη των τεσσάρων λιθολογικών τύ-

πων, για κάθε σταθμό δειγματοληψίας, ενώ στο σχήμα 3 φαίνονται οι μεταβολές της επί τοις % λιθολογικής σύστασης της ποτάμιας κοίτης, σε σχέση με την απόσταση κατά τη διεύθυνση ροής του ρεύματος.

Πίνακας 2: Λιθολογική επί τοις % σύσταση χαλίκων στις κοίτες των σταθμών δειγματοληψίας.

ΣΤΑΘΜΟΣ	ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΙΚΟΙ ΚΟΚΚΟΙ (%)	ΨΑΜΜΙΤΙΚΟΙ ΚΟΚΚΟΙ (%)	ΚΕΡΑΤΟΛΙΘΙΚΟΙ ΚΟΚΚΟΙ (%)	ΚΟΚΚΟΙ ΕΚΡΗΞΙΓΕΝΩΝ (%)
Σ1	60,63	30,54	6,34	2,49
Σ2	81,21	13,87	3,13	1,79
Σ3	87,04	3,42	2,20	7,34
Σ4	78,24	7,88	6,38	7,50
Σ5	87,28	3,13	3,79	5,80
Σ6	86,52	4,96	1,43	7,09
Σ7	75,59	10,09	7,04	7,28
Σ8	76,88	7,53	5,38	10,21
Σ9	67,46	12,26	12,28	8,02
Σ10	57,14	17,32	13,20	12,34
Σ11	65,72	14,42	10,17	9,69
ΜΕΣΟΣ ΟΡΟΣ	78,89	11,40	6,48	7,23

Στους τρεις πρώτους σταθμούς δειγματοληψίας, παρατηρείται αξιοσημείωτη αύξηση των ασβεστολιθικών κροκαλών (Σχ. 3). Οι ψαμμιτικές και οι κερατολιθικές κροκάλες παρουσιάζουν σχετική μείωση παρακολουθώντας τις μεταβολές των ασβεστολιθικών κροκαλών. Οι κροκάλες των εκρηξιγενών πετρωμάτων ενώ μειώνονται σχετικά από τον πρώτο στο δεύτερο σταθμό, παρουσιάζουν εντυπωσιακή αύξηση στον τρίτο, χωρίς όμως να επηρεάζουν τη σχετική αύξηση των ασβεστολιθικών κροκαλών. Οι αυξήσεις αυτές οφείλονται στην εισροή υλικού λόγω πλευρικών πηγών τροφοδοσίας. Από τον τρίτο σταθμό δειγματοληψίας και για μια απόσταση 34,3km, υπάρχει μια βαθμιαία, αλλά σταθερή μείωση της παρουσίας των ασβεστολιθικών κροκαλών, ενώ οι υπόλοιποι λιθολογικοί τύποι παρακολουθώντας τις αλλαγές της ποσοτικής παρουσίας των ασβεστολιθικών κροκαλών, δείχνουν μια βαθμιαία συνεχή αύξηση (Σχ. 3).



Σχήμα 3. Μεταβολή της επί τοις % λιθολογικής σύστασης σε σχέση με την απόσταση μεταφοράς. 1= Ασβεστολιθικές κροκάλες. 2= Ψαμμιτικές κροκάλες. 3= Κερατολιθικές κροκάλες. 4= Κροκάλες εκρηξιγενών πετρωμάτων.

Για την μαθηματικοποίηση των σχέσεων που συνδέουν τα επί τοις % ποσοστά του κάθε λιθολογικού τύπου με την απόσταση από τον πρώτο σταθμό δειγματοληψίας, ερευνήθηκε η πιθανότητα υπακοής των μεγεθών αυτών σε εξισώσεις γραμμικής και εκθετικής συμμεταβολής μέσω της εύρεσης του συντελεστή συσχέτισης (r). Ο συντελεστής συσχέτισης για τη γραμμική ή την εκθετική μεταβολή σε σχέση με την απόσταση, της επί τοις % παρουσίας των ασβεστολιθικών κροκαλών, από τον τρίτο μέχρι τον τελευταίο κατάντη σταθμό δειγματοληψίας, ισούται με 0,80 και 0,79, ενώ για τις κερατολιθικές 0,75 και 0,67, για τις ψαμμιτικές 0,81 και 0,81 και για τις εκρηξιγενείς 0,66 και 0,67 αντίστοιχα. Είναι προφανές ότι η συστηματική μεταβολή (αύξηση ή μείωση) της επί τοις % συμμετοχής των ασβεστολιθικών και ψαμμιτικών κροκαλών κατά τη διεύθυνση μεταφοράς είναι στατιστικά σημαντική. Το γεγονός αυτό είναι λιγότερο στατιστικά σημαντικό για τις κερατολιθικές και ιδιαίτερα για τις εκρηξιγενείς κροκάλες (Σχ. 3).

Η παρατηρούμενη μείωση των ασβεστολιθικών κροκαλών και η συνακόλουθη αύξηση των υπολοίπων λιθολογιών μπορεί να οφείλεται: α) στην εισροή νέου υλικού των τριών λιθολογιών από σταθμό σε σταθμό δειγματοληψίας που οδηγεί στη σχετική μείωση της ποσοστιαίας συμμετοχής των ασβεστολιθικών κροκαλών, β) στη μείωση των ασβεστολιθικών κροκαλών λόγω τριβής και

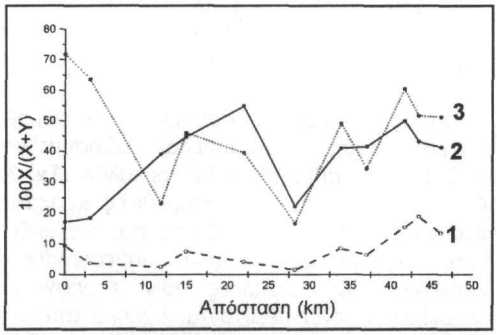
θραύσης με ρυθμούς υψηλότερους από αυτούς που συμβαίνουν στις υπόλοιπες τρεις λιθολογίες και γ) στην ταυτόχρονη παρουσία των δύο προηγούμενων περιπτώσεων.

Επομένως, για να ερμηνευθούν ορθά τα αποτελέσματα της μεταφοράς πάνω στη λιθολογία των κροκαλών, υπολογίστηκε η αναλογία του ενός λιθολογικού τύπου προς τον άλλο.

Η χρήση της αναλογίας αυτής και όχι απ' ευθείας το επί τοις % ποσοστό, αποφεύγει το αποτέλεσμα μιας φαινομενικά μείωσης ενός πετρολογικού τύπου εξαιτίας της προσθήκης νέου υλικού από άλλο πετρολογικό τύπο, την επιφανειακή εμφάνιση του οποίου διασχίζει το ρεύμα (Plumley 1948). Ο κερατόλιθος επειδή είναι παρών σε όλους τους σταθμούς δειγματοληψίας και συγχρόνως το σκληρότερο υλικό σε σχέση προς τις υπόλοιπες παρούσες λιθολογίες, μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως ένα στάνταρ. Με τη σύγκριση των παρόντων λιθολογικών τύπων προς τον κερατόλιθο ως ένα στάνταρ, μπορεί να υπολογιστεί η σχετική αντίσταση αυτών στην τριβή και τη θραύση. Οι υπολογισμοί γίνονται με την εύρεση της «αναλογίας του κερατολίθου» (chert ratio) με βάση τον τύπο 100X/(X+Y) (Plumley 1948), όπου με X παριστάνεται ο αριθμός των κερατολιθικών κροκαλών και με Y ο αριθμός των κροκαλών των άλλων λιθολογικών τύπων. Τα αποτελέσματα των υπολογισμών δίνονται στον πίνακα 3, ενώ στο σχήμα 4 προβάλλεται η αναλογία αυτή σε σχέση με την απόσταση.

Πίνακας 3: Υπολογισμοί της αναλογίας του κερατολίθου.

ΣΤΑΘΜΟΣ	100K/K+A	100K/K+Ψ	100K/K+E
Σ1	9,46	17,17	71,79
Σ2	3,71	18,42	63,64
Σ3	2,47	39,13	23,08
Σ4	7,54	44,74	45,95
Σ5	4,17	54,84	39,53
Σ6	1,61	22,22	16,67
Σ7	8,52	41,10	49,18
Σ8	6,54	41,67	34,48
Σ9	15,38	50,00	60,47
Σ10	18,77	43,26	51,69
Σ11	13,40	41,34	51,19



Σχήμα 4. Προβολή της αναλογίας του κερατολίθου για τις ασβεστολιθικές (1), τις ψαμμιτικές (2) και τις εκρηξιγενείς κροκάλες (3) σε σχέση με την απόσταση μεταφοράς.

Οι καμπύλες που προκύπτουν έχουν ένα σχεδόν ανώμαλο σχήμα, ενώ απουσιάζει μια συνεχής αύξηση ή ελάττωση της «αναλογίας του κερατολίθου» για όλες τις λιθολογίες στο σύνολο των σταθμών δειγματοληψίας. Αυτό δηλώνει ότι ο ρόλος της τριβής και της θραύσης στη μεταβολή της ποσοτικής συμμετοχής των λιθολογιών με την απόσταση ή απουσιάζει ή μάλλον έχει συγκαλυφθεί από τη μόλυνση από «εισροή νέου υλικού» κάποιας ή κάποιων λιθολογιών. Εν τούτοις, από τον έκτο μέχρι τον τελευταίο σταθμό δειγματοληψίας διαπιστώνεται σε ένα βαθμό η εκδήλωση της δράσης της τριβής και της θραύσης αφού και οι τρεις καμπύλες δείχνουν αδρά την «αναλογία του κερατολίθου» να αυξάνεται.

5.2 Αποτελέσματα ανάλυσης του αριθμητικού μέσου

Υπολογίστηκε ο αριθμητικός μέσος των κροκαλών όλων των λιθολογικών τύπων και για κάθε σταθμό δειγματοληψίας κατά μήκος της κοίτης του ποτάμιου ρεύματος (Πιν.4). Στο σχήμα 6 απεικονίζεται η μεταβολή του αριθμητικού μέσου κάθε λιθολογίας σε σχέση με την απόσταση μεταφοράς, σε γραμμική κλίμακα συντεταγμένων.

Όπως φαίνονται στον πίνακα 4 και στο σχήμα 5, ο αριθμητικός μέσος των ασβεστολιθικών κροκαλών παρουσιάζει μια σημαντική συνεχή αύξηση μέχρι τον τρίτο σταθμό δειγματοληψίας, που οφείλεται στις μολύνσεις από πλευρικούς σταθμούς δειγματοληψίας.

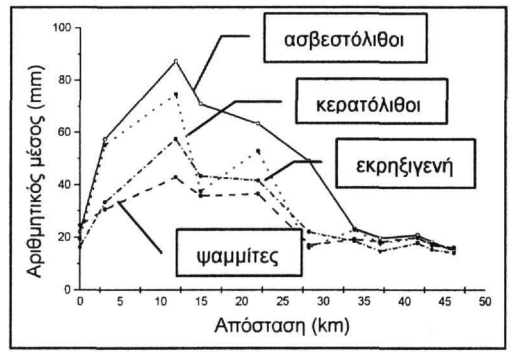
Από τον σταθμό αυτόν και μετά, ο αριθμητικός μέσος μειώνεται ακολουθώντας εξίσου άριστα, τόσο μια γραμμική, όσο και μια εκθετική εξίσωση. Ο συντελεστής συσχέτισης και για τις δυο αυτές συμμεταβολές είναι r=0,97. Ανάλογη συμπεριφορά επιδεικνύει ο αριθμητικός μέσος των κροκαλών και των υπολοίπων λιθολογιών. Ειδικότερα, οι κερατολιθικές κροκάλες δείχνουν μια καλή προσαρμογή προς τις προηγούμενες εξισώσεις (r_{lin}=0,83 και r_{exp}=0,86), οι ψαμμιτικές κροκάλες επίσης πο-

λύ καλή προσαρμογή (r_{lin}=0,90 και r_{exp}=0,90) και οι κροκάλες των εκρηξιγενών άριστη (r_{lin}=0,94 και r_{exp}=0,96).

Πίνακας 4: Τιμές αριθμητικού μέσου όλων των λιθολογικών τύπων κατά μήκος της κοίτης του ρεύματος.

ΣΤΑΘΜΟΣ	ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΙΚΕΣ ΚΡΟΚΑΛΕΣ	ΨΑΜΜΙΤΙΚΕΣ ΚΡΟΚΑΛΕΣ	ΚΕΡΑΤΟΛΙΘΙΚΕΣ ΚΡΟΚΑΛΕΣ	ΚΡΟΚΑΛΕΣ ΕΚΡΗΞΙΓΕΝΩΝ	ΣΥΝΟΛΟ
Σ1	21,95	24,44	19,25	16,18	22,39
Σ2	57,40	30,62	55,14	33,25	53,18
Σ3	87,23	42,86	74,67	57,40	83,23
Σ4	70,97	35,71	37,48	43,30	63,98
Σ5	63,40	36,50	52,76	41,65	61,00
Σ6	49,02	17,00	16,00	21,90	45,04
Σ7	23,24	19,14	22,70	18,52	22,44
Σ8	19,75	18,21	17,60	14,68	19,00
Σ9	20,82	19,85	19,82	17,77	20,38
Σ10	18,40	16,86	17,44	15,35	17,63
Σ11	14,95	16,16	15,93	14,00	15,13

Επίσης με χρήση λογαριθμικής κλίμακας στον άξονα των αποστάσεων οι καμπύλες που προκύπτουν περιγράφουν την προηγούμενη *μείωση του αριθμητικού μέσου εξίσου άριστα* για όλες τις λιθολογίες. Συγκεκριμένα οι ασβεστολιθικές κροκάλες εμφανίζουν συντελεστές συσχέτισης 0,98, 0,95 και 0,98 για γραμμική, εκθετική και λογαριθμική συμμεταβολή, ενώ οι αντίστοιχες τιμές για τις ψαμμιτικές κροκάλες είναι r_{lin}=0,93, r_{exp}=0,92 και r_{log}=0,93, για τις κερατολιθικές κροκάλες r_{lin}=0,87, r_{exp}=0,88 και r_{log}=0,87 και για τις κροκάλες των εκρηξιγενών πετρωμάτων r_{lin}=0,97, r_{exp}=0,96 και r_{log}=0,97.



Σχήμα 5. Προβολή του αριθμητικού μέσου των κροκαλών σε σχέση με την απόσταση μεταφοράς.

Η προβολή των υψομέτρων των σταθμών δειγματοληψίας με την απόσταση, είτε αυτή εκφράζεται σε αριθμητική κλίμακα, δίνει συντελεστές συσχέτισης r_{lin}=0,91, r_{exp}=0,96 για γραμμική και εκθετική προσαρμογή. Όταν δε η απόσταση εκφράζεται σε λογαριθμική κλίμακα, παράγεται μια καμπύλη, η εξίσωση της οποίας μπορεί να είναι εξίσου άριστα γραμμική (0,99), λογαριθμική (0,99) ή εκθετική (0,97).

Με βάση το γεγονός ότι η μεταβολή του κοκκομετρικού μεγέθους με την απόσταση και το ποτάμιο προφίλ δείχνουν ανάλογη μαθηματική απεικόνιση, θα πρέπει να θεωρηθεί ότι ο κύριος μηχανισμός μείωσης του κοκκομετρικού μεγέθους είναι η εκλεκτική ταξινόμηση εξαιτίας της μείωσης της κλίσης του ποταμού.

5.3 Αποτελέσματα ανάλυσης της στρογγυλότητας

Στον πίνακα 5 αναγράφονται οι τιμές του βαθμού στρογγυλότητας των κροκαλών όλων των λιθολογικών τύπων και για κάθε σταθμό δειγματοληψίας, όπως αυτοί προέκυψαν μετά από σύγκριση με τον οπτικό χάρτη του Powers (1982). Στο σχήμα 6 φαίνεται η εξέλιξη του βαθμού στρογγυλότητας κάθε λιθολογικού τύπου με την απόσταση κατά μήκος της κοίτης της ποτάμιας αύλακας.

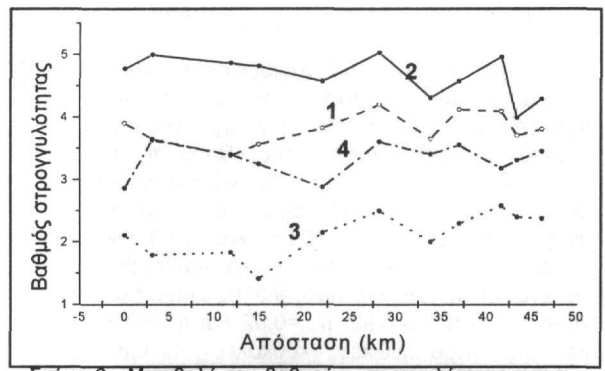
Ο βαθμός στρογγυλότητας των ασβεστολιθικών κροκαλών κατά μέσο όρο είναι 3,81, των ψαμμιτικών 4,65, των κερατολιθικών 2,13 και των κροκαλών των εκρηξιγενών πετρωμάτων 3,01.

Ο βαθμός στρογγυλότητας δεν συσχετίζεται με την απόσταση μεταφοράς. Ο συντελεστής συσχέτισης είναι μικρός για ένα σύνολο συσχετίσεων που περιλαμβάνει γραμμικές, λογαριθμικές και εκθετικές προσαρμογές, είτε η απόσταση δίνεται σε απλή αριθμητική κλίμακα, είτε σε λογαριθμική κλίμακα.

Πίνακας 5: Τιμές του βαθμού στρογγυλότητας όλων των λιθολογικών τύπων κατά μήκος της κοίτης του ρεύματος.

ΣΤΑΘΜΟΣ	ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΙΚΕΣ ΚΡΟΚΑΛΕΣ	ΨΑΜΜΙΤΙΚΕΣ ΚΡΟΚΑΛΕΣ	ΚΕΡΑΤΟΛΙΘΙΚΕΣ ΚΡΟΚΑΛΕΣ	ΚΡΟΚΑΛΕΣ ΕΚΡΗΞΙΓΕΝΩΝ
Σ1	3,90	4,77	2,11	2,86
Σ2	3,65	5,00	1,79	3,63
Σ3	3,39	4,86	1,83	3,40
Σ4	3,56	4,81	1,41	3,25
Σ5	3,82	4,57	2,15	2,88
Σ6	4,20	5,03	2,50	3,60
Σ7	3,65	4,31	2,00	3,41
Σ8	4,12	4,57	2,30	3,55
Σ9	4,09	4,96	2,58	3,18
Σ10	3,70	3,99	2,40	3,31
Σ11	3,80	4,29	2,38	3,45

Η παρατηρούμενη έλλειψη συσχέτισης πιθανώς να οφείλεται στο γεγονός ότι οι κροκάλες, οι ολιγότερο ανθιστάμενες στην τριβή και τη θραύση δηλαδή οι ψαμμιτικές, οι ασβεστολιθικές και οι εκρηξιγενείς, για κάθε λιθολογικό τύπο έχουν αποκτήσει ήδη τη μέγιστη τιμή στρογγυλότητας πριν από τον πρώτο σταθμό δειγματοληψίας στον άνω ρου του ποταμού (Sneed & Folk, 1958). Αντίθετα, οι ισχυρά ανθιστάμενες κερατολιθικές κροκάλες απαιτούν πολύ μεγάλη απόσταση μεταφοράς για να καταδείξουν βελτίωση της στρογγυλότητας (Potter, 1955).



Σχήμα 6. Μεταβολή του βαθμού στρογγυλότητας των ασβεστολιθικών (1), των ψαμμιτικών (2) των κερατολιθικών (3) και των εκρηξιγενών κροκαλών (4) με την απόσταση μεταφοράς.

5.4 Αποτελέσματα ανάλυσης της σφαιρικότητας

Για τον προσδιορισμό της σφαιρικότητας των κροκαλών χρησιμοποιήθηκε ο τύπος $(c^2/ab)^{1/3}$ κατά Sneed και Folk (1958). Η σφαιρικότητα των κροκαλών ποικίλει ελαφρώς μεταξύ των διαφόρων λιθολογικών τύπων και ειδικότερα οι κερατολιθικές κροκάλες δείχνουν μια καλύτερη μέση τιμή της σφαιρικότητας απ' ότι οι υπόλοιποι λιθολογικοί τύποι, όπως αναμένεται (Sneed & Folk, 1958). Συγκεκριμένα οι ασβεστολιθικές κροκάλες έχουν μια μέση τιμή 0,70, οι ψαμμιτικές 0,66, οι κερατολιθικές 0,72 και οι κροκάλες των εκρηξιγενών πετρωμάτων 0,70. Ο μέσος όρος της σφαιρικότητας του συνόλου των κροκαλών είναι 0,69 (Πιν. 6 και Σχ. 7)

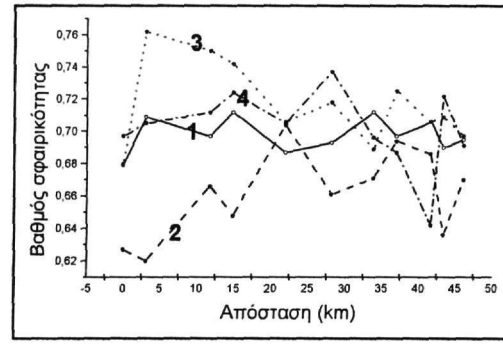
Εν τούτοις δεν παρατηρείται κάποια σχέση μεταξύ σφαιρικότητας και απόστασης μεταφοράς. Η τιμή της σφαιρικότητας των ολιγότερο ανθιστάμενων κροκαλών ανεξαρτήτως λιθολογίας παραμένει σταθερή κατά μήκος της κοίτης του ποταμού. Αυτό οφείλεται στο συνδυασμό της τάσης αποχωρισμού κατά τη στρώση και της ανισοτροπικής τριβής (Sneed & Folk, 1958). Αυτό προκύπτει από την έλλειψη συσχέτισης οποιασδήποτε συμμεταβολής του ιστολογικού αυτού χαρακτήρα με την απόσταση μεταφοράς. Εξαίρεση αποτελούν οι κερατολιθικές κροκάλες εφόσον η απόσταση μεταφοράς εκφραστεί σε λογαριθμική κλίμακα, οπότε παρατηρείται μια βαθμιαία μείωση της τιμής της σφαιρικότητας κατά μήκος της κοίτης του ποταμού (Sneed & Folk, 1958). Η συμμεταβολή αυτή είναι λογαριθμική και ο συντελεστής συσχέτισης για γραμμική, εκθετική και λογαριθμική προσαρμογή είναι 0,85.

Πίνακας 6: Τιμές σφαιρικότητας όλων των λιθολογικών τύπων καθώς και του συνόλου των κροκάλων κατά μήκος της κοίτης του ρεύματος.

ΣΤΑΘΜΟΣ	ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΙΚΕΣ ΚΡΟΚΑΛΕΣ	ΨΑΜΜΙΤΙΚΕΣ ΚΡΟΚΑΛΕΣ	ΚΕΡΑΤΟΛΙΘΙΚΕΣ ΚΡΟΚΑΛΕΣ	ΚΡΟΚΑΛΕΣ ΕΚΡΗΞΙΓΕΝΩΝ	ΣΥΝΟΛΟ
Σ1	0,679	0,627	0,680	0,697	0,663
Σ2	0,709	0,620	0,762	0,705	0,698
Σ3	0,697	0,666	0,750	0,712	0,699
Σ4	0,712	0,648	0,742	0,724	0,710
Σ5	0,687	0,704	0,706	0,705	0,689
Σ6	0,693	0,661	0,718	0,737	0,694
Σ7	0,712	0,671	0,689	0,696	0,705
Σ8	0,697	0,694	0,725	0,687	0,697
Σ9	0,706	0,686	0,706	0,642	0,700
Σ10	0,690	0,636	0,709	0,722	0,687
Σ11	0,695	0,670	0,697	0,691	0,692

Το σχήμα των κροκαλών μελετήθηκε με τη βοήθεια του διαγράμματος κατά Zingg (1935). Σύμφωνα με τα αποτελέσματα των υπολογισμών, όπως φαίνεται στον πίνακα 7, ο μέσος όρος των σφαιρικών κροκαλών είναι 32,59%, των δισκοειδών 36,89%, των πλατυσμένων 10,10% και των κυλινδρικών 20,43%.

Οι σφαιρικές και οι δισκοειδείς κροκάλες δείχνουν μια καλή προσαρμογή για γραμμική ή εκθετική προσαρμογή της ποσοτικής παρουσίας τους κατά μήκος της κοίτης του ποταμού από τον τρίτο μέχρι τον τελευταίο σταθμό δειγματοληψίας με την κλίμακα της απόστασης να είναι είτε απλή αριθμητική είτε λογαριθμική. Αυτό σημαίνει ότι οι σφαιρικές και οι δισκοειδείς κροκάλες δείχνουν μια στατιστικώς σημαντική μείωση κατά μήκος της κοίτης του ποταμού. Η ίδια συμπεριφορά σημειώνεται και για τις δυο αυτές κατηγορίες κροκαλών για το σύνολο των σταθμών δειγματοληψίας εφ' όσον η κλίμακα της απόστασης είναι λογαριθμική.

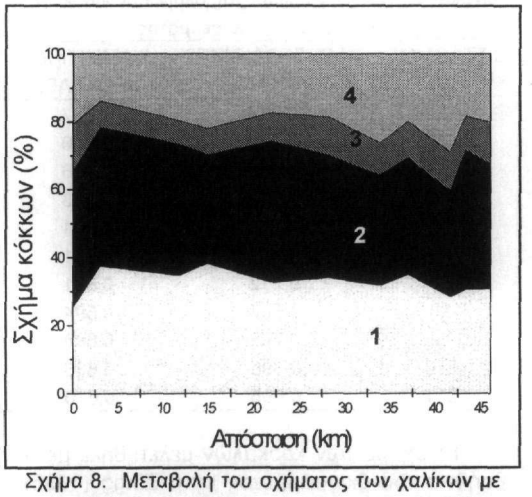


Σχήμα 7. Μεταβολή του βαθμού σφαιρικότητας των ασβεστολιθικών (1), των ψαμμιτικών (2) των κερατολιθικών (3) και των εκρηξιγενών κροκαλών (4) με την απόσταση μεταφοράς.

Πίνακας 7: Ποσοστά χαλίκων επί τοις % για κάθε σχήμα στις κοίτες των σταθμών δειγματοληψίας.

ΣΤΑΘΜΟΣ	ΣΦΑΙΡΙΚΕΣ ΚΡΟΚΑΛΕΣ	ΔΙΣΚΟΕΙΔΕΙΣ ΚΡΟΚΑΛΕΣ	ΠΕΠΛΑΤΥΣΜΕΝΕΣ ΚΡΟΚΑΛΕΣ	ΚΥΛΙΝΔΡΙΚΕΣ ΚΡΟΚΑΛΕΣ
Σ1	25,11	40,27	14,03	20,59
Σ2	37,58	40,94	7,83	13,65
Σ3	34,72	38,63	7,09	19,56
Σ4	38,27	32,08	7,88	21,77
Σ5	32,57	41,74	8,49	17,20
Σ6	34,04	36,17	11,35	18,44
Σ7	31,69	32,63	9,39	26,29
Σ8	34,95	34,41	10,75	19,89
Σ9	28,30	31,13	11,56	29,01
Σ10	30,52	41,12	10,17	18,19
Σ11	30,73	36,64	12,53	20,10

Αντίθετα οι πλατυσμένες και οι κυλινδρικές κροκάλες δεν δείχνουν κάποια συσχέτιση μεταξύ της μεταβολής της εκατοστιαίας ποσοτικής τους παρουσίας με την απόσταση μεταφοράς. Στο σχήμα 8 φαίνεται η εκατοστιαία μεταβολή του σχήματος των κροκαλών, σε σχέση με την απόσταση μεταφοράς κατά μήκος της κοίτης του ρεύματος.



Σχήμα 8. Μεταβολή του σχήματος των χαλίκων με την απόσταση μεταφοράς. 1= Σφαιρικές κροκάλες. 2= Δισκοειδείς κροκάλες. 3= Πλατυσμένες κροκάλες. 4= Κυλινδρικές κροκάλες.

6 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η μελέτη των ιστολογικών χαρακτηριστικών των χαλίκων κατά μήκος της κοίτης του Βοιωτικού Κηφισού, έδειξε ότι:

1. Η μεταβολή της ποσοτικής παρουσίας των λιθολογιών που μελετήθηκαν με την απόσταση μεταφοράς στο σύνολο των σταθμών δειγματοληψίας σχετίζεται με την ανάμιξη από «εισροή νέου υλικού». Εν τούτοις, από τον έκτο μέχρι τον δέκατο σταθμό δειγματοληψίας, η επί τοις % μεταβολή της λιθολογίας οφείλεται πιθανώς και στην τριβή και στη θραύση των μικρότερης αντοχής λιθολογικών τύπων, δηλαδή των ασβεστόλιθων, των εκρηξιγενών και των ψαμμιτών.
2. Το κοκκομετρικό μέγεθος των κροκαλών, αυξάνεται σημαντικά από σταθμό σε σταθμό στους τρεις πρώτους σταθμούς δειγματοληψίας, λόγω προσμίξεων εξ αιτίας πλευρικών πηγών τροφοδοσίας και στη συνέχεια μειώνεται κατά τρόπο στατιστικά σημαντικό μέχρι τον τελευταίο σταθμό δειγματοληψίας. Η αιτία αυτής της μείωσης του αριθμητικού μέσου φαίνεται να είναι η εκλεκτική ταξινόμηση, λόγω της μείωσης της κλίσης του ποταμού.
3. Δεν παρατηρήθηκε κάποια σχέση της στρογγυλότητας με την απόσταση μεταφοράς. Η έλλειψη συσχέτισης πιθανώς να οφείλεται στο γεγονός ότι οι κροκάλες όλων των λιθολογικών τύπων να έχουν αποκτήσει τις μέγιστες τιμές των βαθμών στρογγυλότητας πριν από τον πρώτο σταθμό δειγματοληψίας (ψαμμιτικές, ασβεστολιθικές, εκρηξιγενείς) ή η απόσταση μεταφοράς ήταν μικρή (κερατολιθικές κροκάλες).
4. Δεν παρατηρήθηκε κάποια σχέση της σφαιρικότητας με την απόσταση μεταφοράς των ασβεστολιθικών, των ψαμμιτικών και των εκρηξιγενών κροκαλών. Αυτό οφείλεται στο συνδυασμό της τάσης αποχωρισμού κατά τη στρώση και της ανισοτροπικής τριβής. Αντίθετα παρατηρήθηκε σχέση μείωσης της σφαιρικότητας των κερατολιθικών κροκαλών επειδή αυτές απολεπίζονται παράλληλα προς τη στρώση.
5. Όσον αφορά το σχήμα των κροκαλών, οι σφαιρικές και οι δισκοειδείς κροκάλες δείχνουν να μειώνονται κατά μήκος της κοίτης του ρεύματος, ενώ οι πλατυσμένες και οι ραβδοειδείς κροκάλες δε δείχνουν κάποια συστηματική μεταβολή με την απόσταση μεταφοράς .

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Μαράτος, Γ., 1971. Βωξίται Ελικώνος. Περιοχή Α.Β.Μ.Ε. Γ.Λ. Μπάρλος, Γεωτεχνικόν Γραφείον ΓΕΜΕΛΕΡ.

Μαρίνος, Γ., 1957. Περί της κατά γεωτεκτονικάς ζώνας διαιρέσεως της Ανατολικής Ελλάδος. Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Ετ.III, σελ. 73-83.

Μουντράκης, Δ., 1985. Γεωλογία της Ελλάδας, Θεσσαλονίκη.

Aubouin, J., 1959. Contribution a l' étude géologique de la Grèce septentrionale: les confins de l' Epire et de la Thessalie. Ann. geol. Pays Hèllen., 10, 1-483.

Celet, P., Clement, B., Ferrière, 1976. La zone Bèotienne en Grèce: Implications palèogeographiques et structurales. Eclogae geol. Helv., 69, 577-599.

Clement, B., 1977. Relations structurales entre la zone du Parnasse et la zone Pelagonienne en Beotie (Grèce continentale). VI Coll. geol.Aegean region, 237-250.

Griggiths, J. C., 1967. Scientific Method in Analysis of Sedimentary. McGraw-Hill, New York.
Ibbeken, H. and Denzer, P., 1988. Clast measurement: a simple manual device and ist semiautomatic elec tronic equivalent. Jour. Sed. Petrol., 58, No 4, 751-752.
Leopold, L. B., 1970. An improvend method for size distribution of stream bed gravel
Plumley, W. J., 1948. Black Hills terrace gravels: a study in sediment transport. Journal of Geology, 56, 526 – 577.
Potter, P.E., 1955. The petrology and origin of the Lafayette gravel. Part I. Mineralogy and petrology: Jour. Geology, v. 63, p. 1-38.
Powers, M. C.,1982. Comparison chart for estimating roundness and sphericity. AGI Data sheet18. American Geological Institute
Renz, C., 1940. Die Tektonik der Griechischen Gebirge, Πρακτ, Ακαδ. Αθηνών, 8, 1-171
Renz, C., 1955. Die vorneogene Stratigraphie der normal sedimentären Formationen Griechenlands, I.G.S.R., 637p., Athens.
Rimpel, K. & Rothenhöfer, H., 1983. Stratigraphie und Tektonik der Toufa – Decke und ihres Unterlagers (Parnass – Kiona – Zone, Helleniden). Z. dt. geol. Ges., 134, 467-481, Hannover.
Sneed, E. D., Folk, R.L., 1958. Pebbles in the lower Colorado River, Texas-a study in particle morphogenesis. J. Geol. 66, 114-150.
Wolman, M. G., 1954. A method for sampling coarse river-bed material. American Geophysical Union Transactions, 35, 951-956.
Zingg, T., 1935. Beiträge zur Schotteranalyse. Min. Petrogr. Mitt. Schweiz. 15, 39-140.

ABSTRACT

GRAIN SIZE AND MORPHOMETRICAL CHARACTERISTICS OF BOEOTIAN KIFISOS STREAM GRAVEL-BED AND THEIR GEOLOGICAL IMPORTANCE

Karkanas A., Kontopoulos N.
Sedimentology Labor, Geology Department , University of Patras , 265 00, Rion, al-kar@aias.gr, kontopou@upatras.gr, sediment@upatras.gr

This work studies the lithology, mean size, roundness, sphericity and form of gravels of Boeotian Kifisos river bed, in eleven stations of sampling in middlestream area. The lithology of gravels are limestone, sandstone, chert and igneous.

Limestone percentage averages 78.89%, sandstone 11.40%, chert 6.48% and igneous 7.23%. The changes in litho

logy with distance of transport is due mostly to influx of new material and partly to abration and breakage of less resistant lithologies (limestone, igneous, sandstone).

The mean size of the gravels of all lithologies decreases with the distance of transport. This is due to mainly in the selective sorting because of the reduction of the river slope.

The roundness according to Powers (1982) for limestone, sandstone, chert and igneous gravels is 3,81, 4,65, 2,13 and 3,01 respectively.

The sphericity of the limestone, sandstone, chert and igneous gravels is 0,70, 0,66, 0,72 and 0,70 respectively. The arithmetic mean of sphericity of total of gravels is 0,69.

The roundness is not related with the distance of transport. This suggests that this parameter has acquired the biggest values of degree of roundness before the first station of sampling.

Also, the sphericity of the non-resistance lithologies (limestone, sandstone, igneous) does not show any relationship with distance. This suggests a breakage along the bedding in combination with anisotropic wear. On the contrary the sphericity of chert decreases with distance because it were chipped during transport.

Boeotian Kifisos river has the tendency to produce more spherical and discoidal gravels than blade and prolate. Moreover the two first forms tend to decrease with the distance of transport while this does not happen with the remainder two forms.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

ΠΑΛΑΙΟΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ ΤΟΥ ΛΙΓΝΙΤΗ ΤΗΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ #53 ΤΗΣ ΝΕΟΓΕΝΟΥΣ ΛΕΚΑΝΗΣ ΑΛΜΥΡΟΥ, ΚΕΝΤΡΙΚΗ ΕΛΛΑΔΑ

Μπουζίνος Α.[1] & Ιωακείμ Χρ.[2]

[1] *Τομέας Ορυκτών Πρώτων Υλών, Τμήμα Γεωλογίας, Παν/μιο Πατρών, 26500 Ρίο-Πάτρα, a.mpouzinos@upatras.gr*

[2] *Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών, Μεσογείων 70, 11527 Αθήνα, ioakim@igme.gr*

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Με την παρούσα εργασία επιχειρείται η αναπαράσταση του παλαιοπεριβάλλοντος σχηματισμού του λιγνίτη της γεώτρησης #53, στη λεκάνη του Αλμυρού. Από τα παλυνολογικά και τα ανθρακοπετρογραφικά δεδομένα προέκυψαν πληροφορίες τόσο για το παλαιοπεριβάλλον σχηματισμού των γαιανθράκων, καθώς και για τις παλαιοκλιματικές συνθήκες, που επικρατούσαν στην ευρύτερη περιοχή. Τα λιγνιτικά και ανόργανα στρώματα αποτέθηκαν σε λιμνοτελματικό περιβάλλον, κάτω από σχετικά υγρές και θερμές κλιματικές συνθήκες. Τα φυτά που κυριαρχούσαν στον παλαιοτυρφώνα ήταν κυρίως Αγγειόσπερμα ποώδη, ενώ περιορισμένη εξάπλωση είχαν τα Γυμνόσπερμα. Η αυξημένη παρουσία Δετροχουμινιτών υποδηλώνει περιβάλλον, στο οποίο κυριαρχούσαν αναγωγικές συνθήκες και έντονη βακτηριδιακή δράση, που είχαν ως αποτέλεσμα την αποδόμηση του οργανικού υλικού. Τέλος η ηλικία λιγνιτογένεσης στην περιοχή της γεώτρησης #53 τοποθετείται στο Ανώτερο Μειόκαινο - Κατώτερο Πλειόκαινο.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η λεκάνη του Αλμυρού εντοπίζεται στον Νομό Μαγνησίας, στο νοτιοανατολικό άκρο της ευρύτερης Θεσσαλικής λεκάνης και καταλαμβάνει έκταση περίπου 250 km^2. Η λεκάνη σχηματίστηκε πιθανά κατά το Ανώτερο Μειόκαινο στη διάρκεια της μεταλπικής ρηξιγενούς τεκτονικής.

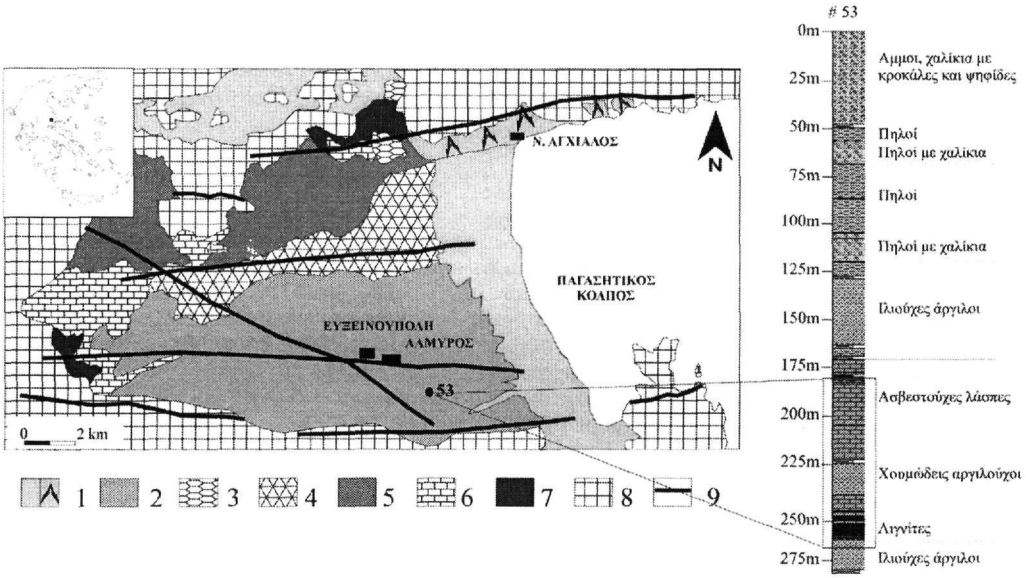
Κατά το χρονικό διάστημα 1987-92, το Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών (Ι.Γ.Μ.Ε.) ερευνώντας για λιγνίτη στη Θεσσαλία εντόπισε ένα κοίτασμα στο νότιο τμήμα της λεκάνης Αλμυρού. Ο Γαλανάκης (1997) και οι Galanakis & Koutsouveli (2000) μελέτησαν την ενεργό τεκτονική και τη στρωματογραφική διάρθρωση των Νεογενών και Τεταρτογενών ιζημάτων, που πληρούν τη λεκάνη. Αρκετές εργασίες ασχολούνται με το σεισμοτεκτονικό καθεστώς και τη σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής (Papazachos et al. 1983, Caputo 1990, Caputo & Pavlides 1993, Caputo 1995). Επιπλέον η Ioakim (1985) και οι Bouzinos et al. (2000) μελέτησαν τις παλαιοοικολογικές συνθήκες στη λεκάνη του Αλμυρού.

Κύριος σκοπός της εργασίας είναι ο χαρακτηρισμός των τύπων των παλαιοτυρφώνων και ο καθορισμός των διαγενετικών συνθηκών σε αυτούς (παλαιοκλίμα, βλάστηση, αλκαλικότητα, ένταση βακτηριδιακής δράσης κ.ά.), που επηρέαζαν τη λιγνιτογένεση. Επιπλέον στόχος είναι ο έμμεσος προσδιορισμός της ηλικίας των λιγνιτικών στρωμάτων της γεώτρησης #53.

2 ΓΕΩΛΟΓΙΚΟ ΠΛΑΙΣΙΟ

Η γεωλογική δομή του προ-Νεογενούς υποβάθρου στην ευρύτερη περιοχή έχει μελετηθεί από αρκετούς ερευνητές, όπως οι Μαρίνος κ.ά. (1957), Μαρίνος κ.ά. (1962), Κατσικάτσος κ.ά. (1983) και Κατσικάτσος κ.ά. (1986). Το υπόβαθρο και τα βόρεια και δυτικά περιθώρια της λεκάνης του Αλμυρού ανήκουν στην ισοπική ζώνη της Πελαγονικής, ενώ τα νότια περιθώρια ανήκουν στους σχηματισμούς της Υποπελαγονικής ζώνης (Σχ. 1). Τα ιζήματα που πληρούν τη λεκάνη έχουν αποτεθεί σε αλλουβιακά, λιμνοδελταϊκά, λιμνοτελματικά και λιμναία περιβάλλοντα. Τα λιγνιτικά στρώμα-

τα εντοπίζονται στη βάση των λιμνοτελματικών σχηματισμών και εναλλάσσονται συνήθως με ασβεστούχες και αργιλούχες λάσπες και ασβεστούχες ιλύες (Σχ. 1).



Σχήμα 1. Συνοπτικός σχηματικός γεωλογικός χάρτης της λεκάνης Αλμυρού (από Γαλανάκη 1997, τροποποιημένος) και λιθολογική στήλη της γεώτρησης #53. 1: Αλλουβιακές αποθέσεις, πλευρικά κορήματα, 2: Κροκαλοπαγή ασβεστολιθικής προέλευσης μέτριας συνεκτικότητας, 3: Βασαλτικές λάβες, 4: Κροκαλοπαγή και άργιλοι καστανέρυθρου χρώματος μέτριας συνεκτικότητας, 5: Λατυποπαγή συνεκτικά, αργιλοαμμούχα ιζήματα και πάγκοι κροκαλολατυποπαγών, 6: Μάργες με λιγνιτικά στρώματα, 7: Κροκαλολατυποπαγή και αργιλοαμμούχα υλικά, 8: Προ-Νεογενές υπόβαθρο, 9: Ρήγμα.

3 ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Από τον πυρήνα της γεωτρήσης #53 επιλέχθηκαν για παλυνολογικούς προσδιορισμούς 61 δείγματα από τα οργανογενή και ανόργανα ιζήματα, τα οποία αντιπροσωπεύουν πάχος ιζημάτων 82 m, από βάθη 180 έως 262 m από την εδαφική επιφάνεια (Σχ. 1). Τα δείγματα υπέστησαν επεξεργασία σύμφωνα με τη μεθοδολογία, που περιγράφουν οι Berglund & Ralska-Jasiewiczowa (1986). Ο ποιοτικός και ποσοτικός προσδιορισμός των παλυνομόρφων πραγματοποιήθηκε με τη βοήθεια μικροσκοπίου Nikon με σημειακή καταμέτρηση κατά μήκος τομής με διαστάσεις 24 mm x 40 mm. Για την αναγνώριση των γυρεοκόκκων και των σπόρων χρησιμοποιήθηκε σύγχρονο συγκριτικό υλικό από συλλογή, καθώς και ο άτλαντας του Reille (1992).

Σε δώδεκα δείγματα λιγνίτη από τη γεώτρηση #53 προσδιορίστηκαν τα ανθρακοπετρογραφικά δομικά (maceral) και ανόργανα συστατικά, που αποτελούν τον λιγνίτη. Η προετοιμασία των ανθρακοπετρογραφικών στιλπνών τομών πραγματοποιήθηκε σύμφωνα με τα ASTM (D2797-90). Η εξέταση έγινε με τη βοήθεια του ανθρακοπετρογραφικού μικροσκοπίου Leica DMR 307 (με ελαιοκαταδυτικό φακό, συνολική μεγέθυνση 600X). Τα maceral αναγνωρίστηκαν με βάση το σύστημα ταξινόμησης Stopes/Heerlen, όπως αυτό συμπληρώθηκε και τροποποιήθηκε από την I.C.C.P. (1963, 1971, 2001) και Sýkorová et al. (*in press*). Σε κάθε δείγμα έγιναν 500 προσδιορισμοί με τη βοήθεια του σημειακού καταμετρητή (point counter) της Swift Prior.

4 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

4.1 Αποτελέσματα παλυνολογικών προσδιορισμών

Από τους παλυνολογικούς προσδιορισμούς στα δείγματα της γεώτρησης #53 προέκυψε ότι τα λεπτόκοκκα ιζήματα, κυρίως οι άργιλοι, οι ασβεστούχες λάσπες και οι χουμώδεις ενστρώσεις, περιέχουν πλούσια και καλοδιατηρημένη μικροχλωρίδα. Αντίθετα τα δείγματα, που προέρχονται από την ιλύ, είναι πιο φτωχά σε απολιθώματα φυτικής προέλευσης. Από τα αποτελέσματα της παλυνολογικής ανάλυσης διακρίθηκαν τρεις βιοζώνες, όπως φαίνονται συνοπτικά στο Σχήμα 2:

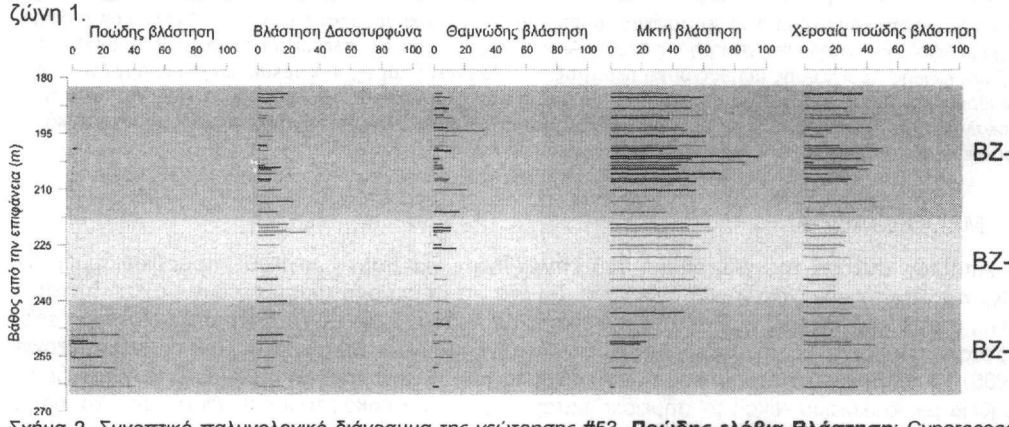
Βιοζώνη 1 (βάθη 262 - 240 m)
Βιοζώνη 2 (βάθη 240 - 220 m)
Βιοζώνη 3 (βάθη 220 - 180 m)

Βιοζώνη 1 (βάθη 262 - 240 m)

Τα φυτικά απολιθώματα που περιέχονται στις αργίλους και τις λιγνιτικές ενστρώσεις χαρακτηρίζονται κυρίως από αξιόλογη παρουσία γυρεοκόκκων των Taxodiaceae (*Taxodium*–type κυρίως) και Myricaceae, που υπερτερούν έναντι των άλλων δένδρων και δενδρυλίων, και ακολουθούν τα *Eucommia*, *Quercus coccifera*-type, *Quercus pubescens*, *Platanus*, *Corylus*, *Engelhardtia*, *Symplocos*, *Liquidambar*, Araliaceae, Cupuliferae και Sapotaceae, με συχνότητα εμφάνισης 1-6%. Οι γυρεόκοκκοι των ποωδών φυτών συνυπάρχουν με τα προηγούμενα είδη, όπως Amaranthaceae-Chenopodiaceae, Compositae, Graminae με ποσοστά παρουσίας 2-25%.

Σε μεγάλη αφθονία αναγνωρίστηκαν γυρεόκοκκοι των υγρόφιλων φυτών Typhaceae, Cyperaceae (2-15%), και συνοδεύονται από τα Nymphaeaceae, Nupharaceae, *Carex* και *Sphagnum*. Τέλος οι σπόροι των Πτεριδοφύτων εκπροσωπούνται από Polypodiaceae και Osmundaceae.

Τα είδη που προαναφέρθηκαν πρέπει να διαβιούσαν σε περιβάλλον, όπου επικρατούσαν θερμές και σχετικά υγρές συνθήκες κατά την περίοδο απόθεσης των ιζημάτων, που ανήκουν στη βιοζώνη 1.



Σχήμα 2. Συνοπτικό παλυνολογικό διάγραμμα της γεώτρησης #53. **Ποώδης ελόβια Βλάστηση**: Cyperaceae, Typhaceae, Sparganiaceae, *Carex*, Nymphaeaceae, Liliaceae, **Βλάστηση Δασοτυρφώνα**: *Taxodium*, *Nyssa*, **Θαμνώδης Βλάστηση**: Myricaceae, *Salix*, *Alnus*, *Betula*, **Μικτή Βλάστηση**: *Pinus*, *Sciadopitys*, *Symplocos*, *Palmae*, *Carya*, *Pterocarya*, *Vitis*, cf. *Quercus*, *Quercus coccifera*-type, *Ilex*, *Ulmus/Zelkova*, *Fagus*, *Fraxinus*, *Buxus*, *Quercus pubescens*, *Acer*, *Carpinus*, *Oleacae*, *Sapotaceae*, *Engelhardtia*, **Χερσαία ποώδης Βλάστηση**: Graminae, Compositae, Chenopodiaceae/Amaranthaceae, Cruciferae, Umbelliferae, *Ephedra*, *Artemisia*, Rubiaceae, *Parthenocissus*, *Myriophyllum*, Osmudaceae, Polypodiaceae.

Βιοζώνη 2 (βάθη 240 - 220 m)

Οι γυρεόκοκκοι που αναγνωρίστηκαν σε αυτήν τη βιοζώνη εμφανίζονται μέσα σε ασβεστούχες λάσπες, που εναλλάσσονται με αργίλους, και χαρακτηρίζονται από την ύπαρξη καλοδιατηρημένης μικροχλωρίδας. Απαντώνται κυρίως από γυρεοκόκκους των Pinaceae (κυρίως *Pinus*, *Abies*, *Cedrus* και *Tsuga*), Taxodiaceae, Cupressaceae και Palmae με ποσοστά συμμετοχής, που κυμαίνονται από 1 έως 25%. Από τα φυλλώδη Αγγειόσπερμα απαντώνται γυρεόκοκκοι των ειδών *Quercus pubescens*, *Alnus*, *Carya*, *Fraxinus*, *Carpinus*, Araliaceae, σε ποσοστά από 1-6%.

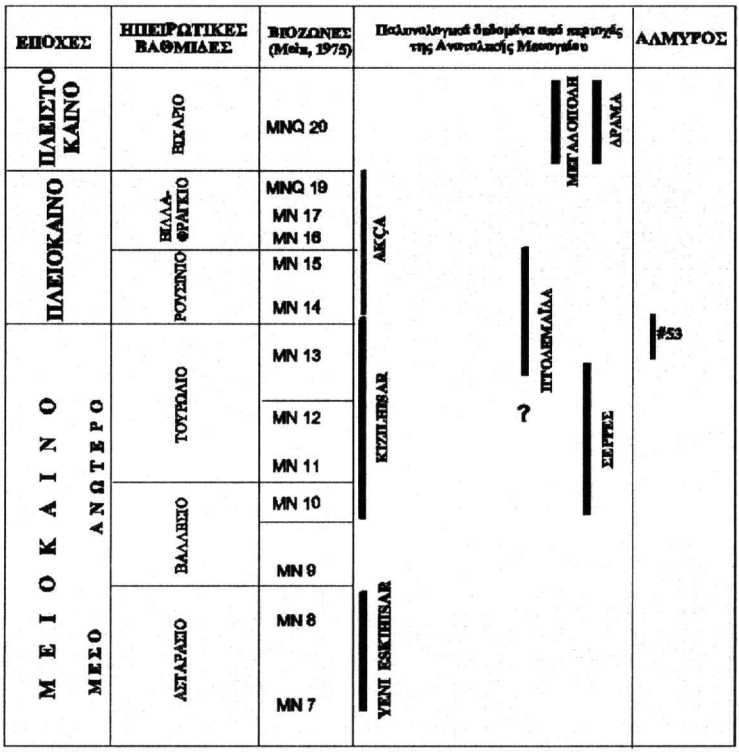
Τα ποώδη φυτά συμμετέχουν με τους γυρεοκόκκους των Amaranthaceae-Chenopodiaceae, Gramineae, Compositeae, Caryophyllaceae, σε ποσοστά 2-27%, ακολουθούν τα είδη *Artemisia*, *Ephedra* και Polygonaceae, καθώς και οι σπόροι των Πτεριδοφύτων.

Βιοζώνη 3 (βάθη 220 - 180 m)

Η μικροχλωρίδα, που αναγνωρίστηκε στα ιζήματα (ασβεστούχα ιλύς σε εναλλαγές με ασβεστούχα λάσπη), χαρακτηρίζεται από την παρουσία των γυρεοκόκκων διαφόρων δένδρων και δενδρυλίων των Pinaceae (*Pinus*, *Abies*, *Tsuga*), Taxodiaceae, Cupressaceae, Palmae (2-18%) και ακολουθούν τα *Ulmus/Zelkova*, *Juglans*, *Quercus pubescens*, *Ostrya*, *Salix*, *Alnus*, *Carya*, *Carpinus* (1-8%) και συνοδεύονται σε μικρότερα ποσοστά από τα είδη *Engelhardtia*, *Symplocos*, *Nyssa*, *Liquidambar*, *Pterocarya*, *Rhoiptelea*, *Eucommia*, *Acer*, *Corylus*, *Buxus*, *Betula*, Araliaceae, Oleaceae, Cupuliferae.

Οι γυρεόκοκκοι που προέρχονται από τα ποώδη φυτά εκπροσωπούνται από τα Amaranthaceae-Chenopodiaceae, Graminae, Ericaceae, Caryophyllaceae, Umbelliferae, Polygonaceae, Malvaceae, Dipsacaceae, αλλά και *Artemisia* και *Ephedra* με συχνότητα εμφάνισης 2-25%. Οι σπόροι των Πτεριδοφύτων αναγνωρίστηκαν στα περισσότερα δείγματα με τα Polypodiaceae, Osmundaceae, Lycopodiaceae.

Η μικροχλωρίδα, που περιέχεται στα ιζήματα της ζώνης αυτής, είναι πιο ποικιλόμορφη σε σχέση με τις δύο προηγούμενες και χαρακτηρίζεται από την παρουσία ειδών, που διαβιούν σε θερμό και ξηρό περιβάλλον.



Σχήμα 3. Συσχέτιση των παλυνολογικών δεδομένων των ιζημάτων του Αλμυρού και περιοχών της Ανατολικής Μεσογείου (Hiltermann & Lüttig 1969, Benda 1971, van der Weed 1983, Ioakim 1985, Karistineos & Ioakim 1989, Benda & Meulenkamp 1990, Broussoulis et al. 1990, Antoniadis & Rieber 1992).

Ακόμα στα δείγματα της γεώτρησης #53 αναγνωρίστηκαν είδη γυρεοκόκκων, που μπορούν να θεωρηθούν βιοστρωματογραφικοί δείκτες. Με βάση τη σχετική συχνότητα εμφάνισης αυτών των δεικτών τα ιζήματα χαρακτηρίζουν τις βαθμίδες του Μειοκαίνου (Benda 1971, Becker-Platten et al. 1977, Benda & Meulenkamp 1990). Η αυξημένη παρουσία των γυρεόκοκκων *Quercus henrici/microhenrici* και *Tricolporopollenites microcoryphaeus/punctatus* χαρακτηρίζει το Κατώτερο Μειόκαινο, ενώ η χαμηλή συχνότητα και η σταδιακή εξαφάνιση των παραπάνω γυρεοκόκκων χαρακτηρίζουν το Μέσο ή Ανώτερο Μειόκαινο (Benda 1971, Benda & Meulenkamp 1990).

Τα δεδομένα των παλυνολογικών προσδιορισμών της γεώτρησης #53 συσχετίστηκαν με βιβλιογραφικά δεδομένα παλυνολογικών αναλύσεων (Σχ. 3), που προέρχονται από διάφορες περιοχές

τόσο του Ελλαδικού, όσο και του ευρύτερου Μεσογειακού χώρου (Benda 1971, van der Weerd 1983, Ioakim 1985, Karistineos & Ioakim 1989, Benda & Meulenkamp 1990, Broussoulis et al. 1990). Η van der Weed (1983) τοποθέτησε στρωματογραφικά το λιγνιτικό κοίτασμα της Πτολεμαΐδας στο Ανώτερο Μειόκαινο – Κατώτερο Πλειόκαινο, ενώ η Ioakim (1985) προσδιόρισε την ηλικία του στο Πλειόκαινο. Οι Karistineos & Ioakim (1989) και Broussoulis et al. (1990) κατέληξαν ότι το λιγνιτικό κοίτασμα Σερρών σχηματίστηκε κατά το Ανώτερο Μειόκαινο. Οι Kaouras et al. (1991) και Antoniadis & Rieber (1992) θεωρούν ότι το κοίτασμα Δράμας σχηματίστηκε κατά το Πλειστόκαινο. Στην ίδια ηλικία τοποθετούνται και οι λιγνίτες της Μεγαλόπολης (Hiltermann & Lüttig 1969).

Πίνακας 1: Ποσοστιαία κατανομή των maceral των δειγμάτων της γεώτρησης #53.

Δείγμα	242	243	245	247	248	249	250	251	252	253	254	256
Τεξτινίτης Α	0,6	0,2	0,2	0,0	0,0	0,6	0,0	0,2	0,0	0,2	0,0	1,0
Τεξτινίτης Β	0,2	0,2	0,2	0,0	0,0	0,4	0,0	0,6	0,0	0,2	0,0	0,0
Ευ-ουλμινίτης Α	8,0	13,2	10,2	11,6	9,2	9,0	7,4	11,6	12,2	12,2	7,0	13,6
Ευ-ουλμινίτης Β	9,8	13,4	12,4	13,8	8,0	12,6	8,4	9,0	13,4	10,8	11,4	8,0
Τεξτο-ουλμινίτης Α	1,4	2,0	1,6	0,2	0,4	0,8	0,2	0,2	0,4	1,0	1,4	1,8
Τεξτο-ουλμινίτης Β	4,0	3,0	2,4	3,8	0,6	1,2	1,8	1,0	2,2	3,0	1,0	1,8
Τελοχουμινίτης	24,0	32,0	27,0	29,2	18,2	24,6	17,8	22,6	28,2	27,4	20,8	26,2
Αττρινίτης	39,2	27,0	27,8	23,0	37,8	37,4	34,2	36,8	30,2	28,2	45,0	29,8
Ντενζινίτης	19,4	23,2	28,6	22,2	31,6	24,4	29,4	26,4	25,0	25,2	20,0	23,8
Δετροχουμινίτης	58,6	50,2	56,4	45,2	69,4	61,8	63,6	63,2	55,2	53,4	65,0	53,6
Πορινγελινίτης	1,0	0,6	1,4	1,8	0,8	1,0	0,8	0,2	0,8	0,4	0,2	1,4
Λεβινγελινίτης	3,6	3,0	3,0	4,0	2,8	1,2	3,8	3,4	3,6	2,4	2,2	4,6
Κορπογελινίτης	0,0	0,2	0,0	0,6	0,2	0,2	0,2	0,0	0,6	0,6	0,0	0,6
Γελοχουμινίτης	4,6	3,8	4,4	6,4	3,8	2,4	4,8	3,6	5,0	3,4	2,4	6,6
ΧΟΥΜΙΝΙΤΗΣ	87,2	86,0	87,8	80,8	91,4	88,8	86,2	89,4	88,4	84,2	88,2	86,4
Φουσινίτης	0,6	1,4	0,8	2,6	0,8	1,4	2,4	2,6	2,6	1,6	1,8	1,8
Ινερτοδετρινίτης	1,4	0,6	2,0	3,2	1,0	1,0	1,8	2,0	0,8	2,0	2,2	1,6
Ημιφουσινίτης	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Φουγκινίτης	0,0	0,0	0,2	0,6	0,2	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,2
ΙΝΕΡΤΙΝΙΤΗΣ	2,0	2,0	3,2	6,4	2,0	2,4	4,2	4,8	3,4	3,6	4,0	3,6
Σπορινίτης	0,8	2,0	0,6	1,8	2,0	1,6	2,0	1,2	1,4	1,8	0,8	1,2
Κουτινίτης	5,4	7,4	5,8	6,4	3,0	5,4	2,6	2,6	2,8	8,8	3,4	6,6
Ρητινίτης	0,8	1,4	1,2	1,0	1,2	1,0	1,8	0,2	1,0	2,2	2,2	1,8
Σουμπερινίτης	1,0	0,4	0,2	1,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,8	0,8	0,2	0,0
Αλγινίτης	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Λειπτοδετρινίτης	2,8	0,8	1,2	2,8	0,4	0,6	3,2	1,8	2,2	1,4	1,2	1,4
ΛΕΙΠΤΙΝΙΤΗΣ	10,8	12,0	9,0	12,8	6,6	8,8	9,6	5,8	8,2	12,2	7,8	10,0
Αργιλικά ορυκτά	1,7	0,6	1,9	1,4	0,7	0,7	0,5	1,9	1,4	1,9	1,3	1,0
Ανθρακικά ορυκτά	0,6	2,3	2,2	1,2	9,0	2,0	9,3	0,8	0,2	1,6	6,4	0,8
Σιδηροπυρίτης	0,0	0,4	0,8	0,7	0,5	1,0	0,2	0,4	0,2	0,0	0,7	0,5
ΟΡΥΚΤΑ	2,3	3,3	4,9	3,3	10,2	3,7	10,0	3,1	1,8	3,5	8,4	2,3
TPI	0,38	0,62	0,44	0,60	0,26	0,40	0,29	0,37	0,52	0,51	0,32	0,47
GI	1,12	1,99	1,90	1,97	1,35	1,24	1,35	1,22	1,73	1,73	0,88	1,62

Τέλος οι παλυνολογικές ζώνες που προσδιορίστηκαν στα ιζήματα της λεκάνης Αλμυρού παρουσιάζουν ομοιότητες με τη ζώνη Kizilhizar (Σχ. 3), που αναγνωρίστηκε στην Τουρκία (Benda 1971) και στρωματογραφικά τοποθετείται κυρίως στο Τουρώλιο (Ανώτερο Μειόκαινο).

4.2 Αποτελέσματα ανθρακοπετρογραφικών προσδιορισμών

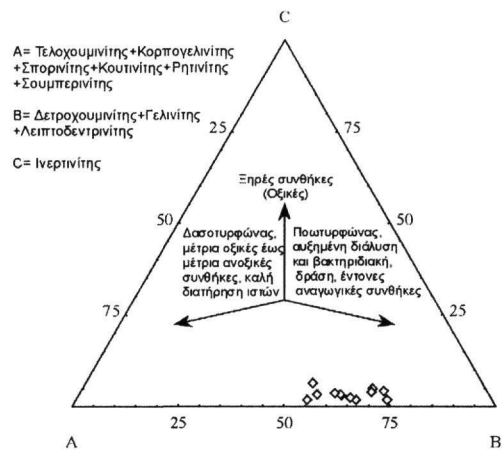
Τα αποτελέσματα των ανθρακοπετρογραφικών προσδιορισμών της γεώτρησης #53 παρατίθενται στον Πίνακα 1. Αναλυτικότερα, η ομάδα του Χουμινίτη συμμετέχει με ποσοστό, που κυμαίνεται από 81 έως 91%, με μέση τιμή 87%. Η υπο-ομάδα του Δετροχουμινίτη (45-69%) κυριαρχεί έναντι των άλλων υπο-ομάδων. Ο Αττρινίτης (23-45%) είναι ο κυριότερος εκπρόσωπος και ακολουθεί ο Ντενζινίτης. Τα maceral της υπο-ομάδας του Τελοχουμινίτη συμμετέχουν με μικρότερα ποσοστά (≤14%) και ακολουθούν ο Πορινγελινίτης, ο Λεβιγελινίτης και ο Κορπογελινίτης.

Το ποσοστό συμμετοχής της ομάδας του Ινερτινίτη δεν ξεπερνά το 6,5% με κύριους εκπροσώπους τον Φουσινίτη και τον Ινερτοδετρινίτη.

Η ομάδα του Λειπτινίτη συμμετέχει με ποσοστά από 6 έως 13% και μέση τιμή 10%. Ο Κουτινίτης (3-9%) και ο Λειπτοδετρινίτης (≤3%) κυριαρχούν, ενώ ο Σπορινίτης, ο Σουμπερινίτης και ο Ρητινίτης ακολουθούν με μικρότερα ποσοστά. Τα ανόργανα συστατικά συμμετέχουν με ποσοστά, που κυμαίνονται από 2 έως 10% (μέση τιμή 5%).

Ακόμα στα δείγματα της γεώτρησης #53 το ποσοστό των ανθρακικών ορυκτών φθάνει μέχρι 9%. Ο σιδηροπυρίτης εμφανίζει χαμηλά ποσοστά (≤ 1%), ενώ το ποσοστό των αργιλικών ορυκτών φτάνει μέχρι 2%.

Από τα ανθρακοπετρογραφικά δεδομένα μπορούν να αντληθούν χρήσιμες πληροφορίες τόσο για το παλαιοπεριβάλλον σχηματισμού των λιγνιτών, όσο και για τη βλάστηση της ευρύτερης περιοχής της παλαιολίμνης, τις κλιματικές συνθήκες, τη στάθμη του υδροφόρου, την ένταση της βακτηριδιακής δράσης, το pH, κ.ά. (Stach et al. 1982, Mukhopadhyay 1989, Teichmüller 1989, Calder et al. 1991, Kalkreuth et al. 1991, Diessel 1992, Markic & Sachsenhofer 1997, Taylor et al. 1998).



Σχήμα 4. Προβολή των τιμών A, B, C των δειγμάτων του λιγνίτη από τον Δυτικό τομέα, στο διάγραμμα Mukhopadhyay (1989).

Από το Σχήμα 4, προκύπτει, ότι η βλάστηση που επικρατούσε κατά την περίοδο της τυρφογένεσης στην περιοχή της γεώτρησης #53, ήταν κυρίως πόες ή/και Αγγειόσπερμα δένδρα, στοιχείο το οποίο έρχεται σε συμφωνία με τα παλυνολογικά δεδομένα. Επιπλέον η χαμηλή περιεκτικότητα των δομημένων macerals δείχνει ότι η παρουσία της δενδρώδους βλάστησης ήταν αραιή και η διατήρηση των φυτικών ιστών κακή, ενώ η αυξημένη παρουσία Δετροχουμινιτών χαρακτηρίζει ένα περιβάλλον, στο οποίο κυριαρχούν αναγωγικές συνθήκες και ευνοείται η βακτηριδιακή δράση και η αποδόμηση του οργανικού υλικού. Η περιεκτικότητα του Ινερτινίτη στα λιγνιτικά δείγματα της γεώτρησης #53 είναι χαμηλή (< 5%), γεγονός που δείχνει ότι στον παλαιοτυρφώνα επικρατούσαν υγρές συνθήκες και η απόθεση του αρχικού φυτικού υλικού γινόταν κάτω από ανοξικές συνθήκες, που ευνοούσαν την τυρφοποίηση του οργανικού υλικού.

Παρόμοια συμπεράσματα εξάγονται και από το διάγραμμα φάσεων TPI/GI του Diessel (1992), με τη βοήθεια του οποίου προσδιορίζεται το παλαιοπεριβάλλον σχηματισμού του τυρφώνα (Σχ. 5). Οι δείκτες διατήρησης ιστών (TPI) και ζελατινοποίησης (GI), που χρησιμοποιούνται στην παρούσα εργασία, έχουν τροποποιηθεί από τους Kalaitzidis et al. (2004).

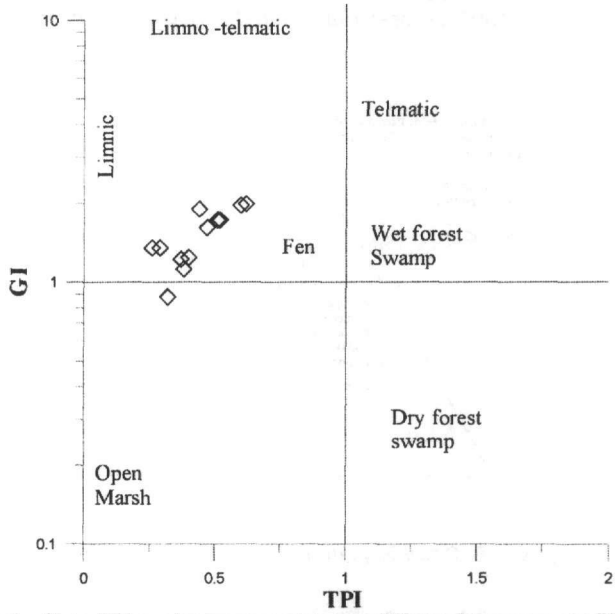
Ο δείκτης διατήρησης ιστών (TPI) ορίζεται ως ο λόγος των δομημένων maceral, τα οποία προέρχονται από κυτταρικούς ιστούς, προς τα αντίστοιχα μη δομημένα.

$$TPI = \frac{\text{Τεελοχουμίτης} + \text{Κορπογελινίτης} + \text{Φουσινίτης}}{\text{Αττρινίτης} + \text{Ντενζινίτης} + \text{Γελινίτης} + \text{Ινερτοδετρινίτης}}$$

Ο δείκτης ζελατινοποίησης (GI) αποτελεί μέτρο της υγρασίας στον παλαιοτυρφώνα και ορίζεται ως ο λόγος των ζελατινοποιημένων macerals προς τα μη ζελατινοποιημένα.

$$GI = \frac{\text{Ουλμινίτης} + \text{Γελοχουμινίτης} + \text{Ντενζινίτης}}{\text{Τεξτινίτης} + \text{Αττρινίτης} + \text{Ινερτινίτης}}$$

Τα λιγνιτικά δείγματα της γεώτρησης #53 χαρακτηρίζονται από κακή διατήρηση των φυτικών ιστών, η οποία οφείλεται στην έντονη βακτηριακή δράση που έχει ως αποτέλεσμα την αποδόμηση της οργανικής ύλης. Αντίστοιχα οι υψηλές τιμές του δείκτη ζελατινοποίησης δείχνουν ότι η στάθμη του υδροφόρου ορίζοντα κάλυπτε συνεχώς την επιφάνεια του τυρφώνα και με αυτόν τον τρόπο διατηρούνταν οι επαρκώς υγρές, ανοξικές συνθήκες. Επιπλέον από το διάγραμμα TPI/GI (Σχ. 5) διαπιστώνεται ότι ο σχηματισμός της τύρφης πραγματοποιόταν σε ένα λιμνοτελματικό περιβάλλον στο παρόχθιο τμήμα μιας λίμνης.



Σχήμα 5. Προβολή των τιμών GI και TPI του λιγνίτη της γεώτρησης #53 στο διάγραμμα του Diessel (1992), τροποποιημένο.

5 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Ο λιγνίτης σχηματίστηκε σε λιμνοτελματικό περιβάλλον, κάτω από σχετικά υγρές και θερμές κλιματικές συνθήκες. Η βλάστηση της ευρύτερης περιοχής αποτελείτο από Αγγειόσπερμα φυτά με επικράτηση κυρίως των ποωδών έναντι των δέντρων και συνοδευόταν από Γυμνόσπερμα φυτά, που φύονταν σε περιοχές με μεγαλύτερο υψόμετρο.

Η αυξημένη παρουσία Δετροχουμινιτών χαρακτηρίζει περιβάλλον, στο οποίο κυριαρχούν αναγωγικές συνθήκες και ευνοείται η βακτηριδιακή δράση και η αποδόμηση του οργανικού υλικού.

Τέλος, η ηλικία σχηματισμού των λιγνιτικών στρωμάτων της γεώτρησης #53 τοποθετείται στο Ανώτερο Μειόκαινο – Κατώτερο Πλειόκαινο.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Οι συγγραφείς θα ήθελαν να ευχαριστήσουν τους Ι. Μπρουσούλη και Π. Γιακκούπη†, γεωλόγους του Ι.Γ.Μ.Ε. για τη διάθεση των δειγμάτων της γεώτρησης #53, και τον Κ. Χρηστάνη, Τμήμα Γεωλογίας Πανεπιστημίου Πατρών, για τα εποικοδομητικά του σχόλια κατά τη συγγραφή της παρούσας εργασίας.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Γαλανάκης Δ. 1997. Νεοτεκτονική δομή και στρωματογραφία των Νεογενών – Τεταρτογενών ιζημάτων της λεκάνης του Αλμυρού - Παγασητικού, Πηλίου, Διαύλου Ωρέων - Τρικερίου και Μαλιακού. Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 258 σ.

Κατσικάτσος Γ., Μυλωνάκης Ι., Τριανταφύλλης, Μ., Παπαδέας Γ. & Ψώνης Κ. 1983. Γεωλογικός χάρτης, κλ. 1:50.000, τ.φ. «Βελεστίνο»., Ι.Γ.Μ.Ε.

Κατσικάτσος Γ., Μυλωνάκης Ι., Βιδάκης Μ., Hecht, J. & Παπαδέας Γ. 1986. Γεωλογικός χάρτης, κλ. 1:50.000, τ.φ. «Βόλος»., Ι.Γ.Μ.Ε.

Μαρίνος Γ., Αναστόπουλος Ι., Μαράτος Γ., Μελιδώνης Ν. & Ανδρονόπουλος, Β. 1957. Γεωλογικός χάρτης κλ. 1:50.000, τ.φ. «Ανάβρα»., Ι.Γ.Μ.Ε.

Μαρίνος Γ., Αναστόπουλος Ι., Μαράτος Γ., Μελιδώνης Ν. & Ανδρονόπουλος, Β. 1962. Γεωλογικός χάρτης, κλ. 1:50.000, τ.φ. «Αλμυρός». Ι.Γ.Μ.Ε.

American Society for Testing And Materials (A.S.T.M.). 1990. D2797. Preparing coal samples for microscopical analysis by reflected light. In: Annual Book of ASTM Standards. Gaseous Fuels. Coals and Coke, Philadelphia, Part 26, 270-273.

Antoniadis P. & Rieber E. 1992. Zur Genese und Stratigraphie der Braunkohle von Drama unter Berücksichtigung des Fossilinhalts. Newsl. Stratigr., 27(1-2), 1-32.

Becker-Platten J.D., Benda L. & Stefens P. 1977. Litho- und biostratigraphische Deutung radiometrischer Altersbestimmungen aus dem Jungtertiär der Turkei (Känozoikum und Braunkohlen der Turkei. 18). Geol. Jb. B25, 139-167.

Benda L. 1971. Principles of the palynological subdivision of the Turkish Neogene. Newsl. Stratigr., 1(3), 23-26.

Benda L. & Meulenkamp J.E. 1990. Biostratigraphic correlations in the Eastern Mediterranean Neogene: 9. Sporomorph associations and event stratigraphy of the eastern Mediterranean. Newsl. Stratigr., 23(1), 1-10.

Berglund B.E. & Ralska-Jasiewiszowa M. 1986. Pollen analysis and Pollen diagrammes. In: Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology, Berglund, B.E. ed, Wiley & Sons, New York, 455-484.

Bouzinos A., Ioakim Ch., Christanis K. & Yiaccoupis P.G. 2000. Pliocene sedimentary palaeoenvironments in the Almyros basin, Central Greece. In: Proceedings Interim-Colloquium "Mediterranean Neogene Cyclostratigraphy in marine-continental palaeoenvironments", Geol. Soc. of Greece, Spec. Publ., 9, 43-51.

Broussoulis J., Ioakim Chr., Yiaccoupis, P. 1990. Reconstruction des paleoenvironnement miocènes supérieures du Bassin de Serres (Macédoine, Grèce Septentrionale) à partir de la palynologie. Paleobiologie continentale, 17, 373-391.

Calder J., Gibling M. & Mukhopadhyay P. 1991. Peat formation in a Westhalian B piedmont setting. Cumberland Basin. Nova Scotia. Bull. Soc. Geol. France, 162(2), 283-298.

Caputo, R. 1990. Geological and structural study of the recent and active brittle deformation of the Neogene-Quaternary basins of Thessaly (Central Greece). Ph.D. Thesis. (unpubl.), University Thessaloniki, 252 p.

Caputo R. 1995. Inference of a seismic gap from geologic data: Thessaly and surroundings (Central Greece) as a case study. Ann. di Geofisica, 38(1). 1-19.

Caputo R. & Pavlides S. 1993. Late Cainozoic geodynamic of Thessaly and surroundigs (central-northern Greece). Tectonophysics, 223, 339-362.

Diessel C.F.K. 1992. Coal-bearing depositional systems. Springer Verlag. Berlin, 721p.

Galanakis D. & Koutsouveli A. 2000. Neogene and Quaternary sediments of Almyros Basin (Thessaly, Greece). A stratigraphic approach. In: Proceedings Interim-Colloquium "Mediterranean Neogene Cyclostratigraphy in marine-continental palaeoenvironments", Geol. Soc. of Greece, Spec. Publ., 9: 43-51.

Hiltermann H. & Lüttig G. 1969. Biofazies und Paläolimnologie der pliozänen und pleistozänen Seen vom Megalopolis Becken. Mitt. Int. Ver. Limnol., 17, 306-314.

International Committee for Coal Organic Petrology (I.C.C.P.). 1963. International Handbook of Coal Petrography, 2nd edition. Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.

International Committee for Coal Organic Petrology (I.C.C.P.). 1971. International Handbook of Coal Petrography, 1st supplement to 2nd edition. Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.

International Commitee for Coal and Organic Petrology (I.C.C.P.). 2001. The new inertinite classification (ICCP System 1994). Fuel, 80, 459-471.

Ioakim, C. 1985. Analyse palynologique des depôts lacustres du Pliocene de Ptolemais (Grece septentrionale). In: Paléontol. Continent., Montpelier, 14(2): 315-322.
Kalaitzidis S., Bouzinos A., Papazisimou S. & Christanis K. 2004. A short-term establishment of forest fen habitat during Pliocene lignite formation in the Ptolemais Basin, NW Macedonia Greece. Int. J. Coal Geol., 57, 243-263.
Kalkreuth W., Marchioni D., Calder, J. & Lamberson M. 1991. The relationship between coal petrography and depositional environments from selected coal basins in Canada. Int. J. Coal Geol., 19, 21-76.
Kaouras G., Antoniadis P., Blickwede H. & Riegel W. 1991. Petrographische und palynologische Untersuchungen an Braunkohlen im Becken von Drama, Ostmakedonien (Griechenland). N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 3, 145-162.
Karistineos N. & Ioakim C. 1989. Palaeoenvironmental and palaeoclimatic evolution of the Serres basin (N. Greece) during the Miocene. Palaeogeogr. Palaeocl. Palaeoecol., 70, 275-285.
Markic M. & Sachsenhofer R. 1997. Petrographic composition and depositional environments of Pliocene Velenje lignite seam (Slovenia). Int. J. Coal Geol., 33, 229-254.
Mukhopadhyay M. 1989. Organic petrography and organic geochemistry of Tertiary coals from Texas in relation to depositional environment and hydrocarbon generation. Report of Investigations. Bureau of Economic Geol., Texas, 118p.
Papazachos B.C., Panagiotopoulos R.G., Tsapanos M., Mountrakis D. & Dimopoulos G.Ch. 1983. A study of the 1980 summer seismic sequence in the Magnesia region of the central Greece. Geophys. J. Reach. Soc., 75, 155-168.
Reille M. 1992. Pollen et spores d' Europe et d' Afrique du Nord. Laboratoire de Botanique historique et Palynologie, Marseille, 520p
Stach E., Mackowsky M., Teichmüller, M., Taylor G., Chandra, D. & Teichmüller R. 1982. Stach's Textbook of coal petrology. Gebrüder Borntraeger, Berlin, 535p.
Sýkorová I., Pickel W., Christanis K., Wolf M., Taylor G.H. & Flores D. Classification of Huminite – I.C.C.P. System 1994. Int. J. Coal Geol. (*in press*).
Taylor G.H., Teichmüller M., Davis A., Diessel C.F.K., Littke R. & Robert P. 1998. Organic Petrology. Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart, 704 p.
Teichmüller M. 1989. The genesis of coal from the viewpoint of coal petrology. In: Peat and coal: origin, facies and depositional model, Lyons, P. and Alpern, B. eds, Int. J. Coal Geol., 12, 1-87.
van der Weerd A. 1983. Palynology of some Upper Miocene and Pliocene formations in Greece. Geol. Jb., B 48, 3-63.

ABSTRACT

THE DEPOSITIONAL PALAEOENVIRONMENT OF LIGNITE OF BOREHOLE #53 IN THE NEOGENE ALMYROS BASIN, CENTRAL GREECE

Bouzinos A.[1] and Ioakim Chr .[2]

[1] *Section of Earth Materials, Department of Geology, University of Patras, GR-26500 Rio-Patras, a.mpouzinos@upatras.gr*

[2] *I.G.M.E., Mesogion Str. 70, GR-11527 Athens, ioakim@igme.gr*

The aim of the present study is to reconstruct the depositional palaeoenvironment of the Almyros lignite seam cored at site #53, in Almyros Basin, Central Greece. Based on palynological and coal-petrographic data we obtained information concerning the coal-depositional environment, as well as the palaeoclimatic conditions in the surrounding area.

At the above site, a peatland was developed in Upper Miocene – Lower Pliocene under limnotelmatic conditions. The climate was relatively wet and warm. Angiosperm herbaceous vegetation dominated in the fen, while Gymnosperms were sparse. The high content of detrohuminite suggests that peat was formed under reducing conditions, which favoured bacterial activity and humification of the organic matter.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ ΣΤΗ ΛΙΜΝΟΘΑΛΑΣΣΑ ΤΟΥ ΚΑΪΑΦΑ (Δ/ΚΗ ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΣ)

Μπούζος Δ. & Κοντόπουλος Ν.
Εργαστήριο Ιζηματολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Πατρών 265 04 Ρίο, ogian@tee.gr, sediment@upatras.gr

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η λιμνοθάλασσα του Καϊάφα απαντά στις ακτές του Κυπαρισσιακού Κόλπου στη Δ/κή Πελοπόννησο. Είναι σχετικά ρηχή με μέσο βάθος 3,29 m.Ο πυθμένας της καλύπτεται κυρίως από αμμώδη ιλύ ενώ σε ορισμένες θέσεις απαντά και η ιλυώδης άμμος.

Η μέση τιμή της διαμέσου (Md) των επιφανειακών ιζημάτων του πυθμένα της είναι 5,48Φ ενώ στο μεγαλύτερο τμήμα της λιμνοθάλασσας οι τιμές του αριθμητικού μέσου (Mz) ανήκουν στην κατηγορία του μέτρια χονδρόκοκκου πηλού (5Φ-6Φ). Ο βαθμός ταξινόμησης (σί) στο σύνολο των ιζημάτων του πυθμένα είναι πολύ άσχημος λόγω σημαντικής απουσίας κυματικής και ρευματικής δράσης. Ο βαθμός ασυμμετρίας (Sk1) ποικίλει από πολύ αρνητικές μέχρι και πολύ θετικές τιμές. Οι τιμές αυτές υποδηλώνουν τόσο την παρουσία της διαδικασίας του «λιχνίσματος» όσο και της προσθήκης υλικού από αιώρηση. Οι τιμές κύρτωσης (K_G) δηλώνουν κυρίως πλατύκυρτες καμπύλες. Αυτό σημαίνει πιθανά ένα ευρύ φάσμα αλλαγών στην ταχύτητα του μέσου απόθεσης .Η μέση τιμή του $CaCO_3$ είναι 45,28% και πιθανή πηγή τροφοδοσίας για την παρουσία αυτή του $CaCO_3$ είναι οι κλαστικοί ανθρακικοί κόκκοι της άμμου της αμμολουρίδας που μεταφέρονται στη λιμνοθάλασσα με την αιολική δράση. Ο οργανικός άνθρακας έχει μέση τιμή 3,58% και οι υψηλότερες τιμές του απαντούν στα ανατολικά περιθώρια της λιμνοθάλασσας που γειτνιάζει με ελώδη ζώνη.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η λιμνοθάλασσα του Καϊάφα βρίσκεται στις ακτές του Κυπαρισσιακού Κόλπου στη δυτική Πελοπόννησο. Έχει ένα μήκος περίπου 2 Km πλάτος περίπου 500 m και περιορίζεται από το Ιόνιο Πέλαγος από μια αμμολουρίδα (φραγματικό νησί), πλάτους περίπου 400 m.

Πάνω στην αμμολουρίδα αναπτύσσεται σύστημα αμμοθινών, ενώ η ίδια στο βόρειο άκρον της διακόπτεται από στενό τεχνητό δίαυλο που συνδέει την λιμνοθάλασσα με την ανοιχτή θάλασσα. Προς την πλευρά της χέρσου η λιμνοθάλασσα περιορίζεται από ελώδη ζώνη σημαντικού πλάτους, ενώ στο βόρειο άκρον της και για μικρή απόσταση γειτνιάζει με ασβεστολιθικό όγκο ο οποίος φέρει τα σπήλαια Ανιγρίδων Νυμφών και Γεράνιον Άντρον στα οποία αναβλύζουν ιαματικές πηγές.

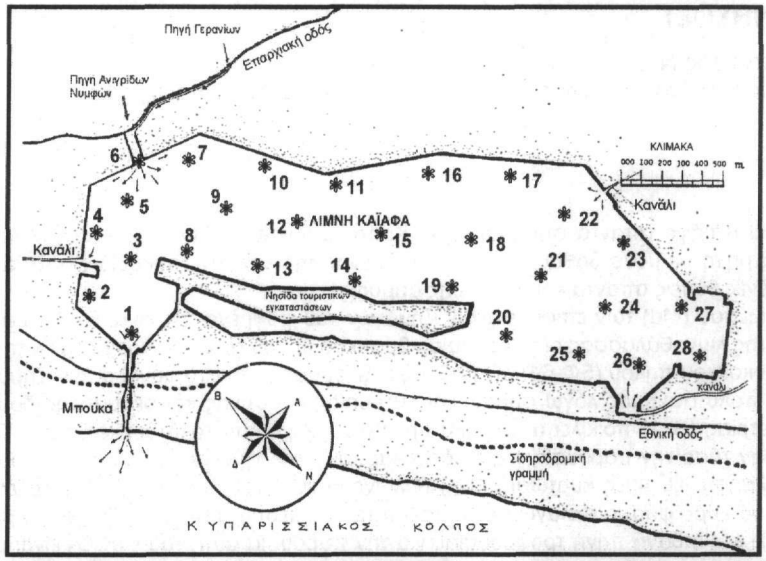
Η λιμνοθάλασσα του Καϊάφα στα μέσα της δεκαετίας του '70 υπέστη εκτεταμένες παρεμβάσεις που αφορούσαν αποξήρανση μικρού τμήματος στο βόρειο άκρον της, εκβάθυνση στο σύνολό της με την απομάκρυνση περίπου 2 m ιλύος, δημιουργία τσιμεντένιου κρηπιδώματος στα νότια περιθώριά της και επαναδιευθέτηση της εσωτερικής ακτής της αμμολουρίδας και δημιουργία νησίδας τουριστικών εγκαταστάσεων του Ε.Ο.Τ.

Σκοπός της εργασίας αυτής είναι η μελέτη της σύγχρονης ιζηματογένεσης στη λιμνοθάλασσα του Καϊάφα η οποία απουσιάζει από τη βιβλιογραφία. Επίσης η εργασία αυτή έχει ένα προκαταρκτικό χαρακτήρα με απώτερο στόχο τη μοντελοποίηση της εξέλιξης της λιμνοθάλασσας. Το μοντέλο αυτό θα είναι πολύ σημαντικό για ορθή περιβαλλοντική διαχείριση και θα αποτρέπει αυθαίρετες ανθρωπογενείς παρεμβάσεις όμοιες με αυτήν του έτους 1976.

2 ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Στα πλαίσια της ιζηματολογικής αναγνώρισης της λιμνοθάλασσας πραγματοποιήθηκε επιφανειακή δειγματοληψία 28 δειγμάτων (σχήμα 1) από το πυθμένα της με δειγματολήπτη (αρπάγη) τύπου Van Veen (surface area: 45cm^2). Οι θέσεις δειγματοληψίας προσδιορίστηκαν με βοήθεια φορητού GPS

ενώ στις θέσεις αυτές έγιναν μετρήσεις του βάθους με κατάλληλα διαμορφωμένη μετρητική κορδέλα. Στα δείγματα που συλλέχθηκαν έγινε κοκκομετρική ανάλυση (κόσκινα, πιπέτα) και υπολογίστηκαν οι στατιστικές παράμετροι σύμφωνα με τους Folk & Ward (1957). Επίσης έγινε η ποσοτική ανάλυση του $CaCO_3$ (Barnavas 1979) και του οργανικού –C (Gaudette et al 1974).



Σχήμα 1. Σχηματικό σκαρίφημα κάτοψης Λ/θ Καϊάφα. Διακρίνονται οι θέσεις της επιφανειακής δειγματοληψίας.

3 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

3.1 Βαθυμετρία

Όπως φαίνεται στον χάρτη του σχήματος 2 η λιμνοθάλασσα του Καϊάφα είναι μια σχετικά ρηχή λιμνοθάλασσα με μέγιστο βάθος 8,10 m και ένα μέσο βάθος 3,29 m. Τα μεγαλύτερα βάθη σημειώνονται σε δύο σύντομα βυθίσματα εγγύτατα του βορείου περιθωρίου της λιμνοθάλασσας όπου και το ανάγλυφο του πυθμένα είναι πλέον απότομο. Αντιθέτως στο υπόλοιπο τμήμα του πυθμένα το ανάγλυφο είναι εντελώς ασθενές εκτός ενός πολύ μικρού τμήματος του νότιου περιθωρίου και του κεντρικού τμήματος πίσω ακριβώς από το φραγματικό νησί.

3.2 Ιζηματολογία

3.2.1 *Λιθολογικοί Τύποι*

Με βάση το % ποσοστό σε άμμο, πηλό και άργιλο (Πίν. 1) και με τη χρήση του τριγώνου ονοματολογίας κατά Folk et al (1970) προσδιορίστηκε ο λιθολογικός τύπος των ιζημάτων του πυθμένα της λιμνοθάλασσας (Σχ.3). Ο λιθολογικός αυτός τύπος για το σύνολο σχεδόν των ιζημάτων είναι η αμμώδης ιλύς. Εξαίρεση αποτελούν τα δείγματα των θέσεων δειγματοληψίας 4,6,8,18,20,26 που χαρακτηρίζονται ως ιλυώδεις άμμοι και το δείγμα της θέσεως δειγματοληψίας 2 που ορίζεται ως αμμώδης πηλός.

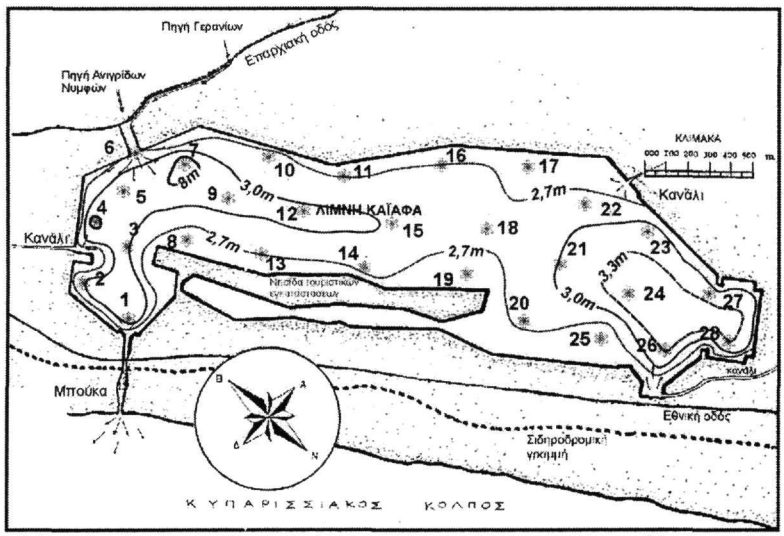
Η ποσοτική χωρική κατανομή του κλάσματος της άμμου (Σχ. 4) δείχνει ότι:

α. Από το στόμιο του διαύλου της λιμνοθάλασσας μέχρι τη θέση αποβίβασης για το Σπήλαιο Ανιγρίδων Νυμφών αυξάνεται προοδευτικά το ποσοστό συμμετοχής της άμμου από ~20% σε ~80%.

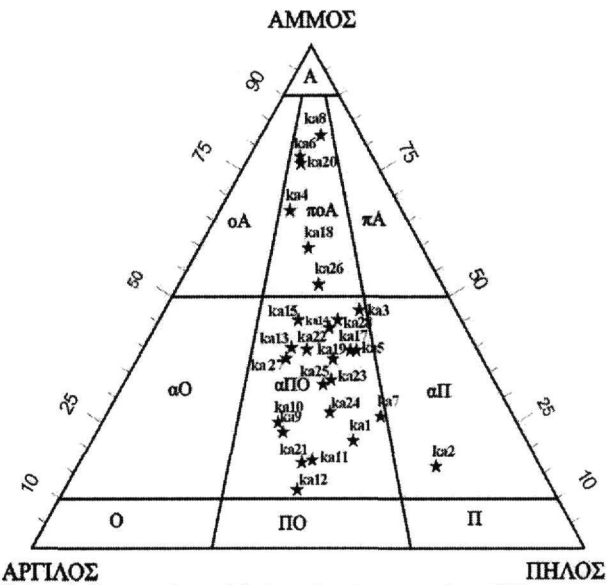
β. Το βόρειο τμήμα του ανατολικού περιθωρίου της λιμνοθάλασσας καθώς και μια στενή ζώνη κεντρικά στο νότιο τμήμα της σημειώνονται ποσοστά συμμετοχής της άμμου μικρότερα από 30%.

γ. Το νότιο τμήμα του ανατολικού περιθωρίου της λιμνοθάλασσας καθώς και το κεντρικό τμήμα της πίσω ακριβώς από το φραγματικό νησί το ποσοστό της άμμου κυμαίνεται από 30% μέχρι 50%.

δ. Το νότιο τμήμα του δυτικού περιθωρίου της λιμνοθάλασσας δείχνει να εναλλάσσεται η ζώνη με ποσοστά της άμμου από 30% μέχρι 50% με την ζώνη με ποσοστό που ξεπερνά το 50%.



Σχήμα 2. Σχηματικό σκαρίφημα βαθυμετρικού χάρτη λ/θ Καϊάφα, με τις θέσεις επιφανειακής δειγματοληψίας.



Σχήμα 3. Κατανομή των λιθολογικών τύπων στη λιμνοθάλασσα με το διάγραμμα του Folk (1974).

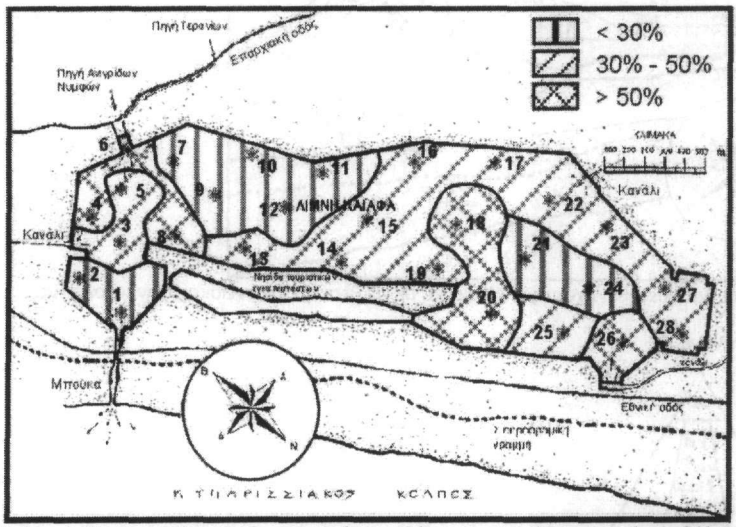
3.2.2 *Διάμεσος (Md)*

Οι τιμές της διαμέσου κυμαίνονται μεταξύ 2,20 Ø και 7,80 Ø. Η μέση τιμή της διαμέσου είναι 5,48 Ø (Πίν. 1).

3.2.3 *Αριθμητικός Μέσος (Mz)*

Το σχήμα 5 δείχνει ότι ο αριθμητικός μέσος παρουσιάζει μέτρια διακύμανση. Το πλέον χονδρόκοκκο υλικό με ένα Mz<4 Ø (λεπτόκοκκη έως πολύ λεπτόκοκκη άμμος) έχει μικρή παρουσία και περιορίζεται στα άκρα του βραχίονα που κινείται παράλληλα του νησιωτικού φραγμού καθώς και στη θέση εξόδου από τη λιμνοθάλασσα προς το Σπήλαιο Ανιγρίδων Νυμφών. Το πλέον λεπτόκοκκο υλικό με ένα Mz>7 Ø (πολύ λεπτόκοκκος πηλός) έχει επίσης εντελώς μικρή παρουσία και περιορίζεται σε μια πολύ στενή ζώνη στο κεντρικό τμήμα της λιμνοθάλασσας καθώς και σε μια θέση περίπου στο κέντρο του νοτίου τμήματος της. Στη θέση εξόδου του δίαυλου προς την πλευρά της λι-

μνοθάλασσας, στο κέντρο του νότιου τμήμα της καθώς και σε μια πολύ στενή ζώνη στο βόρειο τμήμα της η παράμετρος Mz κυμαίνεται από 6 Ø μέχρι 7 Ø (λεπτόκοκκος πηλός). Οι τιμές της παραμέτρου Mz μεταξύ 4 Ø έως 5 Ø (χονδρόκοκκος πηλός) απαντούν σε τέσσερις τοπικά απαντόμενες θέσεις πίσω ακριβώς από το φραγματικό νησί και κατά μήκος του επιμήκους άξονα της λιμνοθάλασσας. Όμως, το μεγαλύτερο τμήμα της λιμνοθάλασσας χαρακτηρίζεται με τιμές Mz από 5 Ø μέχρι 6 Ø (μέτρια χονδρόκοκκος πηλός). Επιπλέον παρατηρείται στο ανατολικό περιθώριο του βόρειου ημίσεως τμήματος της λιμνοθάλασσας να εναλλάσσονται ζώνες με τιμές Mz που συνεχώς αυξάνονται από βόρεια προς νότια από 3,65 Ø σε 7,47 Ø.



Σχήμα 4. Η ποσοτική χωρική κατανομή του κλάσματος της άμμου στη λιμνοθάλασσα του Καϊάφα.

Πίνακας 1. Οι στατιστικοί παράμετροι, το επί % ποσοστό σε άμμο-πηλό-άργιλο και το % ποσοστό του CaCO3, οργανικού άνθρακα (C) των επιφανειακών ιζημάτων της λιμνοθάλασσας του Καϊάφα.

Δείγμα	Md	Mz	σι	Sk1	K_G	Βάθος	C%	CO^{+3}%	Άμμος %	Πηλός %	Άργιλος %	Λιθ/γία
ka28	4,98	5,21	3,49	0,21	0,83	3,30	3,20	51,19	45,35	32,21	22,44	αΠΟ
ka27	6,16	5,67	4,06	-0,15	0,93	3,15	6,10	43,84	37,69	26,80	29,61	αΠΟ
ka26	3,00	4,48	3,49	0,60	0,85	3,30	4,30	50,72	52,34	25,23	22,43	ποΑ
ka25	5,73	5,81	3,64	0,11	0,82	2,40	4,80	58,86	32,54	36,04	28,31	αΠΟ
ka24	7,40	6,07	2,98	-0,47	0,63	3,50	2,18	40,90	26,98	40,07	32,95	αΠΟ
ka23	6,60	5,85	3,04	-0,18	0,71	3,15	2,90	39,90	33,44	37,06	29,50	αΠΟ
ka22	6,00	6,02	3,63	0,10	0,76	2,85	3,16	56,36	39,47	29,60	30,93	αΠΟ
ka21	7,40	7,40	3,45	0,00	1,53	3,00	4,70	63,53	17,02	40,11	42,87	αΠΟ
ka20	2,30	3,72	3,05	0,71	2,57	2,90	1,77	46,43	76,32	9,98	13,70	ποΑ
ka19	5,80	5,70	3,58	0,06	0,83	2,45	3,70	64,57	37,60	35,30	27,10	αΠΟ
ka18	2,50	4,27	3,30	0,78	0,83	2,80	1,85	44,18	59,58	19,72	20,70	ποΑ
ka17	5,10	5,80	3,74	0,27	0,97	2,60	5,50	67,21	39,26	37,55	23,18	αΠΟ
ka16	-	-	-	-	-	2,70	-	-	-	-	-	-
ka15	5,00	5,77	3,79	0,33	0,75	2,95	3,34	47,75	45,34	25,09	29,57	αΠΟ
ka14	5,45	4,13	2,44	-0,55	0,81	2,80	3,80	60,03	43,77	31,53	24,70	αΠΟ
ka13	5,45	5,90	3,85	0,21	0,75	2,70	3,85	48,66	39,81	26,67	33,52	αΠΟ
ka12	7,80	7,20	2,37	-0,35	1,75	3,05	3,70	36,01	11,55	42,04	46,41	αΠΟ
ka11	7,50	7,47	3,45	-0,01	1,18	2,70	4,72	56,30	17,46	41,79	40,75	αΠΟ
ka10	7,30	7,00	3,95	-0,04	0,81	2,90	4,00	55,08	25,01	31,73	43,27	αΠΟ

ka9	7,50	6,72	3,66	-0,17	1,06	3,10	5,00	38,95	23,10	33,59	43,31	αΠΟ
ka8	2,20	2,53	2,68	0,26	3,45	2,55	4,82	36,69	81,96	10,78	7,26	ποΑ
ka7	6,50	5,95	3,24	-0,08	0,88	8,10	6,10	22,18	26,18	49,69	24,13	αΠΟ
ka6	2,35	3,65	2,85	0,75	3,80	2,85	1,96	30,50	77,78	9,15	13,07	ποΑ
ka5	7,10	5,88	3,01	-0,36	0,72	3,35	4,45	26,15	39,26	38,66	22,08	αΠΟ
ka4	2,45	4,32	3,27	0,83	0,90	8,00	2,18	32,62	66,99	12,69	20,33	ποΑ
ka3	4,35	4,97	2,49	0,32	0,58	3,00	3,25	36,07	47,30	35,20	17,50	αΠΟ
ka2	7,00	6,37	2,50	-0,27	1,81	2,95	4,30	32,22	16,27	64,83	18,90	αΠ
ka1	7,00	6,13	3,04	-0,22	1,01	3,05	4,45	35,57	21,36	47,15	31,49	ΑΠΟ

σι: <0,35φ πολύ καλή ταξινόμηση, 0,35φ-0,50φ καλή ταξιν., 0,50φ-0,71φ μετρια καλή ταξιν., 0,71φ-1,00φ μέτρια ταξιν., 1,00φ-2,00φ πτωχή ταξιν., 2,00φ-4,00φ πάρα πολύ πτωχή ταξιν., >4,00φ άκρως πολύ πτωχή ταξιν.

Sk1:(+)1,00-(+)0,30 πολύ θετική ασυμμετρία, (+)0,30-(+)0,10 θετική ασυμ., (+)0,10-(-)0,10 σχεδόν κανονική ασυμ., (-)0,10-(-)0,30 αρνητική ασυμ., (-)0,30-(-)1,00 πολύ αρνητική ασυμ.

K_G: <0,67 πολύ πλατύκυρτη, 0,67-0,90 πλατύκυρτη, 0,90-1,11 μεσόκυρτη, 1,11-1,50 λεπτόκυρτη, 1,50-3,00, πολύ λεπτόκυρτη, >3,00 πάρα πολύ λεπτόκυρτη

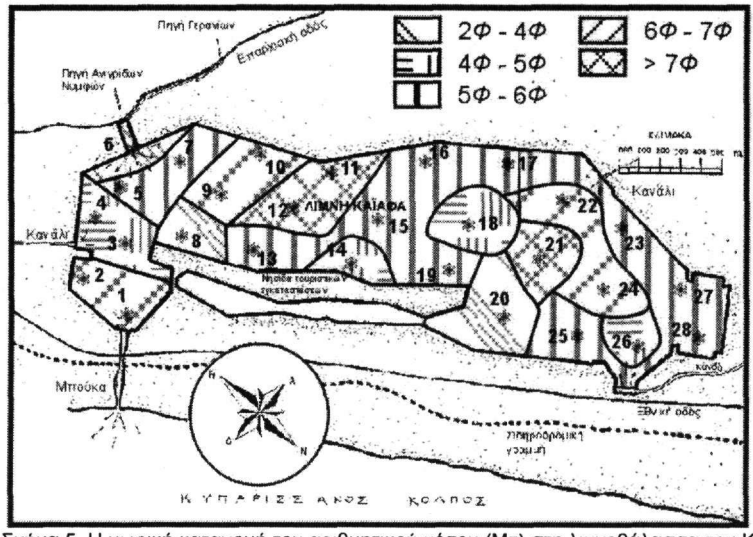
Α= άμμος, **ποΑ=** ιλυώδης άμμος, **οΑ=** αργιλώδης άμμος, **αΠ=** αμμώδης πηλός, **αΟ=** αμμώδης άργιλος, **αΠΟ=** αμμώδης ιλύς, **Π=** πηλός

3.2.4 *Γραφικός Βαθμός Ταξινόμησης ($σ_I$)*

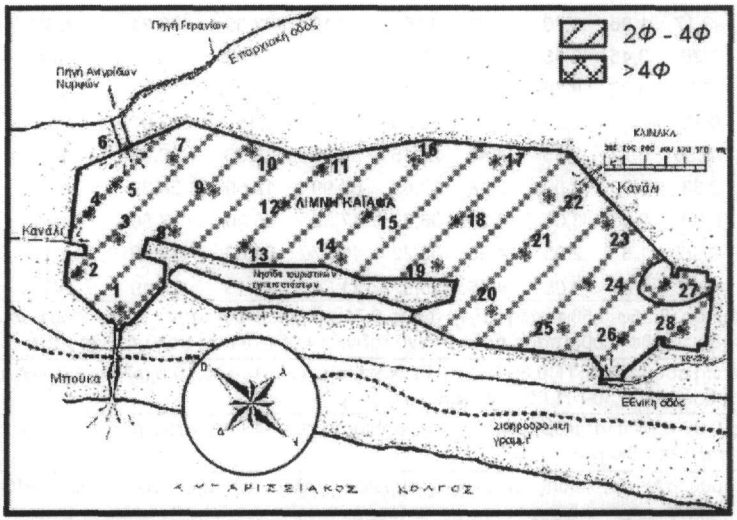
Το σχήμα 6 δείχνει ότι ο βαθμός ταξινόμησης στο σύνολο των ιζημάτων του πυθμένα της λιμνοθάλασσας είναι πολύ άσχημος ($σ_I$ = 2,00 Ø – 4,00 Ø). Εξαίρεση αποτελεί μια θέση στο νοτιότατο άκρο της λιμνοθάλασσας με βαθμό άκρως άσχημο ($σ_I$ = 4,06). Μια σύγκριση των σχημάτων 6 και 5 δείχνει ότι ο βαθμός ταξινόμησης παραμένει πάντα πολύ άσχημος ανεξάρτητα των τιμών Mz.

3.2.5 *Γραφική Ασυμμετρία (Sk_I)*

Η ασυμμετρία των αναλυθέντων δειγμάτων κατέχει ένα ευρύ φάσμα τιμών. Το 22% των δειγμάτων έχει σχεδόν συμμετρική ασυμμετρία (-0,1 - 0,1), το 33% έχει αρνητική έως και πολύ αρνητική ασυμμετρία και το 44% έχει θετική μέχρι και πολύ θετική ασυμμετρία (Πίν. 1). Η χωρική κατανομή των τιμών της ασυμμετρίας επιτρέπει την εμφάνιση ζωνών των παραπάνω κατηγοριών της ασυμμετρίας να εναλλάσσονται τόσο στο βόρειο όσο και στο νότιο τμήμα της λιμνοθάλασσας (Σχ.7).



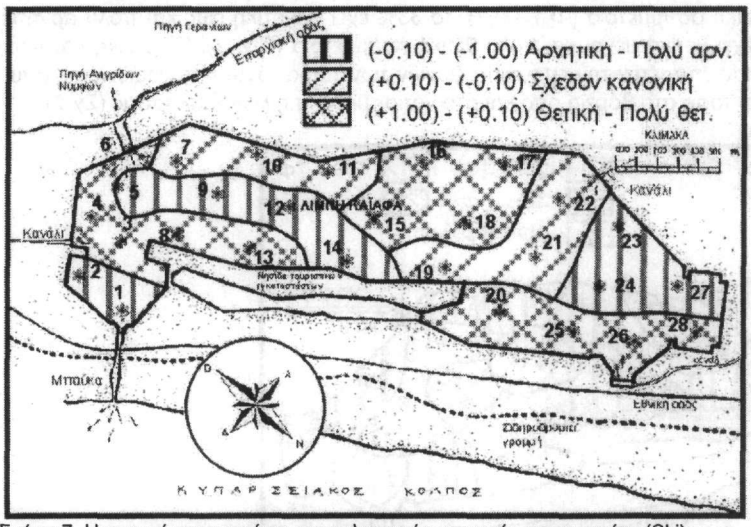
Σχήμα 5. Η χωρική κατανομή του αριθμητικού μέσου (Mz) στη λιμνοθάλασσα του Καϊάφα.



Σχήμα 6. Η χωρική κατανομή του αποκλειστικού γραφικού βαθμού ταξινόμησης (σ_i).

3.2.6 *Γραφική Κύρτωση (K_G)*

Η κύρτωση των αναλυθέντων δειγμάτων κατέχει ένα ευρύ φάσμα τιμών. Το 7% των δειγμάτων ανήκουν στις πάρα πολύ λεπτόκυρτες καμπύλες, το 19% στις λεπτόκυρτες μέχρι πολύ λεπτόκυρτες καμπύλες, το 15% στις μεσόκυρτες καμπύλες και το 59% στις πλατύκυρτες και πολύ πλατύκυρτες καμπύλες (Πίν. 1). Στο σχήμα 8 δίνεται η χωρική κατανομή των τιμών της κύρτωσης (K_G). Σύμφωνα με αυτήν το βόρειο τμήμα της λιμνοθάλασσας διαπιστώνεται ότι υπάρχει μεγαλύτερη ποικιλία τιμών της κύρτωσης σε σχέση προς το νότιο τμήμα της.

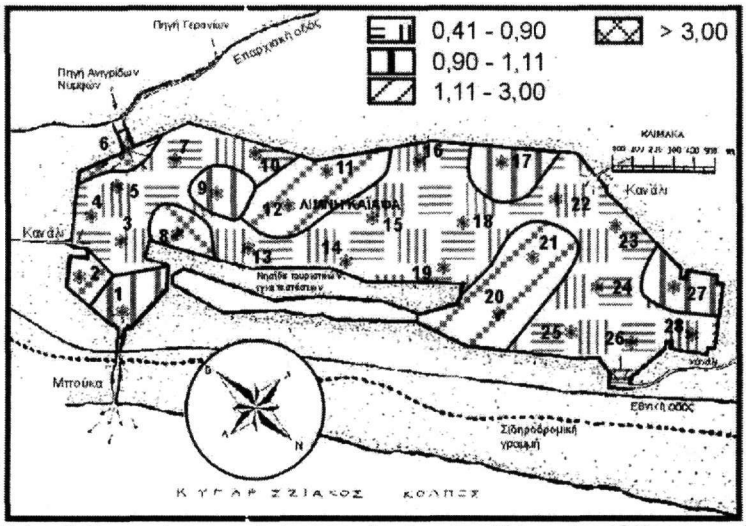


Σχήμα 7. Η χωρική κατανομή της αποκλειστικής γραφικής ασυμμετρίας (Ski).

3.2.7 *Ανθρακικό Ασβέστιο ($CaCO_3$)*

Η συμμετοχή του ανθρακικού ασβεστίου ($CaCO_3$) στα επιφανειακά ιζήματα του πυθμένα της λιμνοθάλασσας κυμαίνεται από 22,18% μέχρι 67,21% ενώ η μέση τιμή είναι 45,28% (Πίν. 1). Στο σχήμα 9 που δίνεται η κατανομή του $CaCO_3$ σε όλη την έκταση του πυθμένα της λιμνοθάλασσας, μόνο οι χαμηλότερες τιμές δηλαδή από 20%-40% απαντούν στο βόρειο τμήμα της λιμνοθάλασσας

ενώ στην υπόλοιπη λιμνοθάλασσα σχεδόν αποκλειστικά σημειώνονται μόνο οι υψηλότερες τιμές δηλαδή από 40% έως και πάνω από 60%.

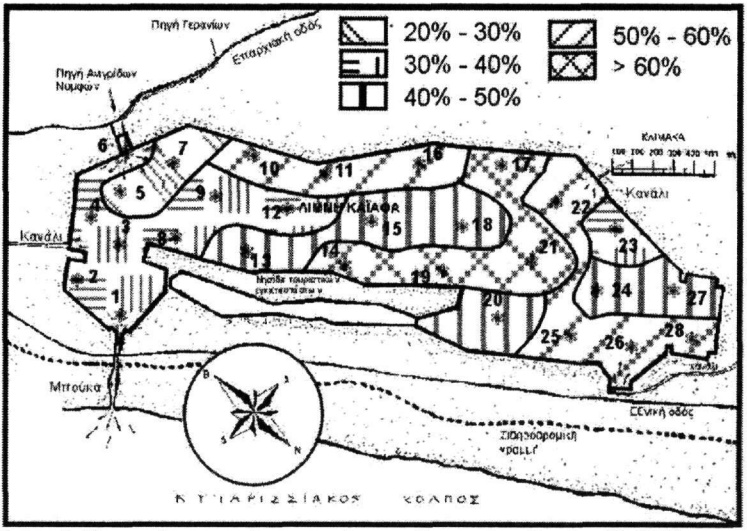


Σχήμα 8. Η χωρική κατανομή της γραφικής κύρτωσης (K_G) στη λιμνοθάλασσα του Καϊάφα.

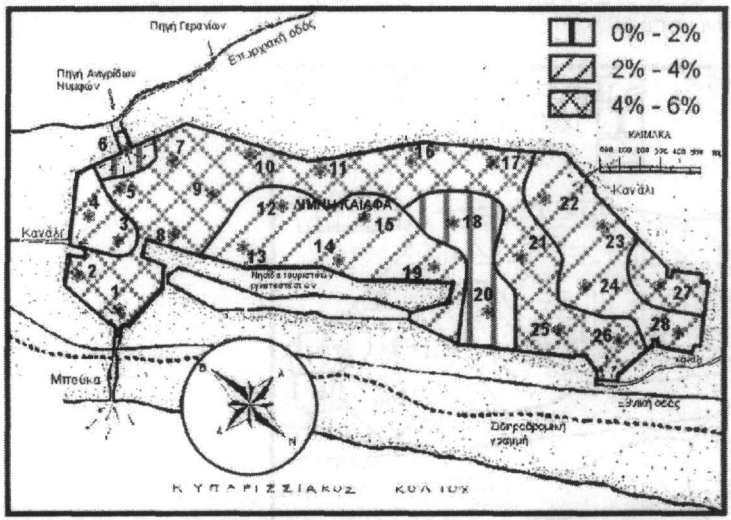
3.2.8 *Οργανικός Άνθρακας*

Το ποσοστό του οργανικού άνθρακα των αναλυθέντων δειγμάτων κατά μέσον όρο είναι 3,85% και κυμαίνεται από 1,77% μέχρι 6,10% (Πίν. 1). Στο σχήμα 10, όπου παρουσιάζεται η χωρική κατανομή των τιμών του $C_{opγ}$ στον πυθμένα της λιμνοθάλασσας, οι χαμηλότερες τιμές που έχουν ελάχιστη συμμετοχή περιορίζονται σε μια στενή ζώνη στο νότιο άκρο του βραχίονα και στην θέση εξόδου από την λιμνοθάλασσα προς το Σπήλαιο Ανιγρίδων Νυμφών.

Αντιθέτως οι υψηλότερες τιμές (4%-6%) έχουν σημαντική παρουσία στο σύνολο της λιμνοθάλασσας και ιδιαίτερα στα ανατολικά περιθώριά της και στο βόρειο και νότιο τμήμα της. Οι ενδιάμεσες τιμές (2%-4%) περιορίζονται κυρίως στο κεντρικό τμήμα της λιμνοθάλασσας ακριβώς πίσω από τον φραγμό, δηλαδή στα δυτικά περιθώριά της. Επίσης, οι τιμές αυτές απαντούν στο νότιο τμήμα της λιμνοθάλασσας καθώς και στο βόρειο περιθώριό της.



Σχήμα 9. Η χωρική ποσοτική κατανομή του ανθρακικού ασβεστίου (CaCO3).



Σχήμα 10. Η χωρική ποσοτική κατανομή των τιμών του οργανικού άνθρακα ($C_{opγ}$).

4 ΣΥΖΗΤΗΣΗ – ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

α. Βαθυμετρία. Η λιμνοθάλασσα του Καϊάφα είναι μια σχετικά ρηχή λ/θ με ένα μέγιστο βάθος 8,10 m και ένα μέσο βάθος 3,29 m. Τα μεγαλύτερα βάθη σημειώνονται σε δύο σύντομα βυθίσματα εγγύτατα του βορείου περιθωρίου της λ/θ όπου και το ανάγλυφο του πυθμένα είναι πλέον απότομο. Αντιθέτως στο υπόλοιπο τμήμα του πυθμένα το ανάγλυφο είναι εντελώς ασθενές. Η βυθομετρία σχετίζεται άμεσα με την ελεύθερη στάθμη ενός ψυχρού καρστικού υδροφόρου ορίζοντα που απαντά στους παρακείμενους της λιμνοθάλασσας Άνω Κρητιδικούς ασβεστόλιθους. Η στάθμη αυτή συνδέεται υδραυλικά με τη στάθμη της λ/θ που ακολουθεί της μεταβολές της (Δημόπουλος & Μουντράκης, 1989).

β. Ιζηματολογία

1β. Λιθολογικοί τύποι. Με βάση το % ποσοστό σε άμμο, πηλό και άργιλο και με τη χρήση του τριγώνου ονοματολογίας κατά Folk et al (1970) το σύνολο σχεδόν των ιζημάτων που καλύπτουν τον πυθμένα της λιμνοθάλασσας ανήκουν στην αμμώδη ιλύ. Εξαίρεση αποτελούν τα δείγματα των θέσεων δειγματοληψίας 4,6,8,18,20,26 που χαρακτηρίζονται ως ιλυώδεις άμμοι και το δείγμα της θέσεως δειγματοληψίας 2 που ορίζεται ως αμμώδης πηλός. Το ποσοστό % της άμμου στο μεγαλύτερο τμήμα της λ/θ κυμαίνεται από 30%-50%. Οι θέσεις με αυξημένη την παρουσία του κλάσματος της άμμου συνδέονται άμεσα με την αιολική μεταφορά από τον παρακείμενο φραγμό και την παροχή ιζήματος από τις αποστραγγιστικές αύλακες στο νότιο και βόρειο περιθώριο της λιμνοθάλασσας.

2β. Στατιστικοί παράμετροι του κοκκομετρικού μεγέθους. Οι τιμές της διαμέσου (Md) κυμαίνονται μεταξύ 2,20 Ø και 7,80 Ø ενώ η μέση τιμή είναι 5,48 Ø. Ο αριθμητικός μέσος (M_Z) κυμαίνεται από 2,53 Ø μέχρι 7,47 Ø και η μέση τιμή είναι 5,56 Ø. Το μεγαλύτερο τμήμα της λ/θ χαρακτηρίζεται με τιμές M_Z από 5 Ø μέχρι 6 Ø (μέτρια χονδρόκοκκος πηλός). Ο βαθμός ταξινόμησης (σ_i) στο σύνολο των ιζημάτων του πυθμένα της λιμνοθάλασσας είναι πολύ άσχημος (σ_i=2,00 Ø – 4,00 Ø). Αυτό δείχνει ότι η απόθεση των ιζημάτων είναι ελεύθερη από τις σημαντικές επιδράσεις του κύματος και της ρευματικής δράσης (περιβάλλον χαμηλής ενέργειας) (Hardarshan et al 1977). Μια σύγκριση των τιμών μεταξύ αριθμητικού μέσου και βαθμού ταξινόμηση δείχνει ότι ο βαθμός ταξινόμησης παραμένει πάντα πολύ άσχημος ανεξάρτητα των τιμών M_Z. Η ασυμμετρία (Sk_1) των αναλυθέντων δειγμάτων κατέχει ένα ευρύ φάσμα τιμών. Το 22% των δειγμάτων έχει σχεδόν κανονική ασυμμετρία, το 33% έχει αρνητική ως πολύ αρνητική ασυμμετρία και το 44% έχει θετική μέχρι και πολύ θετική ασυμμετρία. Η παρουσία θετικής έως πολύ θετικής ασυμμετρίας υποδηλώνει προσθήκη λεπτότερου υλικού από αιώρηση, ενώ η αρνητική έως πολύ αρνητική ασυμμετρία δείχνει την διαδικασία του «λιχνίσματος» (winnowing process) που επιτρέπει την απομάκρυνση του λεπτότερου υλικού (Duane 1964). Το «λίχνισμα» αυτό οδηγεί τα δείγματα με αρνητική έως πολύ αρνητική ασυμμετρία

να δείχνουν σχετικά καλύτερο βαθμό ταξινόμησης σε σχέση με αυτά της θετικής και πολύ θετικής ασυμμετρίας. Η χωρική κατανομή των τιμών της ασυμμετρίας επιτρέπει την εμφάνιση ζωνών των παραπάνω κατηγοριών της ασυμμετρίας να εναλλάσσονται τόσο στο βόρειο όσο και στο νότιο τμήμα της λιμνοθάλασσας. Οι ζώνες με την αρνητική ασυμμετρία είναι ζώνες που εκτίθονται στη δράση των κυμάτων που εισάγονται από τον άνεμο και προκαλούν επαναιώρηση. Οι ζώνες με θετική ασυμμετρία είναι ζώνες προφυλαγμένες από τη δράση αυτή. Η κύρτωση (K_G) των αναλυθέντων δειγμάτων κατέχει ένα ευρύ φάσμα τιμών με μεγαλύτερη ποικιλία τιμών στο βόρειο παρά στο νότιο τμήμα της λιμνοθάλασσας. Το 7% των δειγμάτων ανήκουν στις πάρα πολύ λεπτόκυρτες καμπύλες, το 19% στις λεπτόκυρτες μέχρι πολύ λεπτόκυρτες καμπύλες, το 15% στις μεσόκυρτες καμπύλες και το 59% στις πλατύκυρτες και πολύ πλατύκυρτες καμπύλες. Η αυξημένη παρουσία πλατύκυρτων καμπυλών υποδηλώνει πιθανά ευρύ φάσμα αλλαγών στην ταχύτητα των κυμάτων που εισάγονται από τον άνεμο και προκαλούν την επαναιώρηση.

3β. Ανθρακικό ασβέστιο. Η συμμετοχή του $CaCO_3$ στα επιφανειακά ιζήματα του πυθμένα της λ/θ κυμαίνεται από 22,18% μέχρι 67,21% και η μέση τιμή είναι 45,28%. Οι χαμηλότερες τιμές (20%-40%) απαντούν στο βόρειο τμήμα της ενώ οι υψηλότερες τιμές (40%->60%) σημειώνονται στην υπόλοιπη λ/θ. Το 56% έως το 78% των κόκκων της άμμου της παραλίας της λ/θ είναι κόκκοι ασβεστίτη (Panagos et.al 1978). Το γεγονός αυτό, σε συνδυασμό με την έντονη παρουσία των αμμοθινών στην λιμνοθαλάσσια αμμολουρίδα, δείχνει ότι σημαντική πηγή τροφοδοσίας των ιζημάτων της λ/θ είναι η ανθρακική άμμος της παραλίας η οποία μεταφέρεται με την αιολική δράση.

3δ. Οργανικός άνθρακας. Το ποσοστό του οργανικού άνθρακα κατά μέσο όρο είναι 3,85% και κυμαίνεται από 1,7% μέχρι 6,10%. Οι υψηλότερες τιμές (5%-6%) έχουν σημαντική παρουσία στο σύνολο της λ/θ και ιδίως σε όλο το μήκος των ανατολικών της περιθωρίων που γειτνιάζει με την ελώδη ζώνη. Έτσι, μέρος του οργανικού άνθρακα είναι πιθανά κλαστικής γένεσης.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Δημόπουλος, Γ. και Μουντράκης, Δ., 1988. Υδρογεωλογική και Υδροχημική συμπεριφορά των θερμών πηγών του Καϊάφα (Δ. Πελοπόννησος), *Δελτίο Ελλ. Γεωλ. Εταιρείας*, XXIII(3), p. 49-60.

Barnavas S.P., 1979. Geochemistry of sediments from eastern Pacific, University London, *Ph.D thesis*, 431 pp.

Duane, D.B., 1964. Significance of skewness in recent sedimsnts, Western Pamlico Sound, North Carolina, *Jour. Sed. Petrology*, v.34, p. 864-874.

Gaudette, H.E., Flight, W.R., Toner, L., and Folger, D.W., 1974. An inexpensive titration method for the determination of organic carbon in recent sediments. *Jour. Sedim. Petr.*, v.44, p.249-253.

Folk, R.L., Andrews, P.B., Lewis, D.W, 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand, *New Zealand jour. Gology and Geophysics*, v.13, p.937-968.

Folk, R.L. and Ward, W.S., 1957. Brazos river barr study in the significance of grain size parameters. *Jour. Sedim. Petr.*, v.27(1), p.3-26.

Hardarshan, V., S. and Cameron, B., 1977. Skewness as a paleo-environmental indicator, *Jour. Sedim. Petr.*, v.47, p.784-793.

Panagos, A.G., Gerouki, G.G.Pe & F., 1978. Detrital mineralogy of river sands, Peloponnese, Greece, *N.Jb.Miner.Mh.*, v.10, p.447-454.

ABSTRACT

SEDIMENTOLOGICAL OBSERVATIONS IN THE LAGOON OF KAIAFA (W PELOPONNESE)

Bouzos D., Kontopoulos N.

Laboratory of Sedimentary Geology, University of Patras, 265 04 Río, ogian@tee.gr, *sediment@upatras.gr*

The Kaifa lagoon is located along a coast in the western Peloponnese. It is relatively shallow with an average depth 3.29 m. The lagoonal bottom sediment is dominantly sandy mud while few places are covered with muddy sad. They have an average Md 5.48 Φ (2.20Φ-7.80Φ) while in the greater part of the lagoon the Mz varies between 5.00Φ and 6.00Φ which points to the medium silt

grade. The bottom sediments as a whole are very poorly sorted because of the significant absence of a wave or current action. Phi skewness varies between very negative and very positive values. These suggest the presence both the winnowing action and the process of the addition of a suspension material. The kurtosis values mostly are under 1.00. These probably suggest that the velocity of the depositional agent changes wide. The average amount of $CaCO_3$ is 45.28% (22.18%-67.21%). $CaCO_3$ can be supplied by eolian action which operates on the barrier island. This mostly consists of carbonate clastic grains. The amount of organic carbon averages 3.58% (1.7%-6.10%) and the higher values (5%-6%) occur in the eastern lagoonal margin near a marsh zone.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

HYDRAULIC AND STATISTICAL GRAIN–SIZE PARAMETERS OF PINDOS TURBIDITE DEPOSITS

G. Ananiadis, I. Vakalas, N. Kontopoulos and A. Zelilidis
Laboratory of Sedimentology, Department of Geology, University of Patras, 26500, Rio, Greece, gananiad@upatras.gr, ivakalas@upatras.gr, kontopou@upatras.gr, a.zelilidis@upatras.gr

ABSTRACT

Final closure of the Pindos ocean, resulted in collision of Apulia with Pelagonian microplates, produced voluminous clastic sediments that flowed southwards as turbidity currents in the form of submarine fans, giving rise to Pindos flysch during early Tertiary. Samples coming from thin-bedded sandstones were collected from five cross-sections throughout Pindos flysch in order to determine the characteristics of the turbidity current between different areas. The hydraulic and grain-size statistical parameters showed that low energy turbidity currents deposited the analyzed sediments. Almost all samples show a positive skewness due to the competency of the unidirectional flow of the transporting media, where the coarse end of the size frequency curve is "chopped off". The kurtosis values in combination with the sorting values are plotted to the turbidity filed. A correlation between the mean palaeoflow velocity and the grain size showed that the mean palaeoflow velocities related to sandy silt samples whereas the higher velocities with sandy samples.

1 INTRODUCTION

In order to estimate the statistical and hydraulic parameters of turbidites from Pindos flysch, sandstone samples were collected from five cross-sections selected throughout the study area (figure 1). In the northern part samples were selected from the cross-sections A-A΄ (Votonosi-Metsovo) and B-B΄ (Milia) in Metsovo area, in the northern and central part from the cross-section C-C΄ in Kastanea area, in the central part samples were selected from cross-section D-D΄ (Fournas) in Karpenisi-Fournas area and finally in the southern part cross-section E-E΄ in Nafpaktos-Lidoriki area. Overall, 62 samples were collected.

2 METHOD

The collected sandstone samples had an average thickness of 15 cm in order to compare the results between different areas. In addition, all the samples were characterized by the presence of the subdivision Ta of Bouma sequence, while in small percentage (19%) subdivisions Tb and Tc were present. Firstly, the samples were crushed in small pieces (approximately 1cm long) and dissolved using acetic acid (30% p/v). Furthermore, at the dissolved samples were added Perydrol (30% p/v) and let to dry at 70° C. After drying, sieve analysis of the samples was followed using the method of sieves and pipette where it was necessary. Using this methodology, 29 samples remained unbroken, with the majority of them coming from Lidoriki area (13 samples) and less from the other areas (Fournas: 8 samples, Kastanea: 6 sampes, Metsovo: 1 sample and Milea: 1 sample). This might be due to the great percentage of quartz in the matrix of the samples.

3 CLASSIFICATION OF SAMPLES

For the classification of the samples, we used the classification of Folk, Andrews and Lewis (1970) (fig. 2). Thus, the more fine-grained samples were those of Metsovo (sandy silt and silty sand), Milea (muddy sand and silty sand) and Lidoriki areas (silty sand). In contrast, the coarser samples were those of Kastanea and Fournas areas (sand and silty sand).

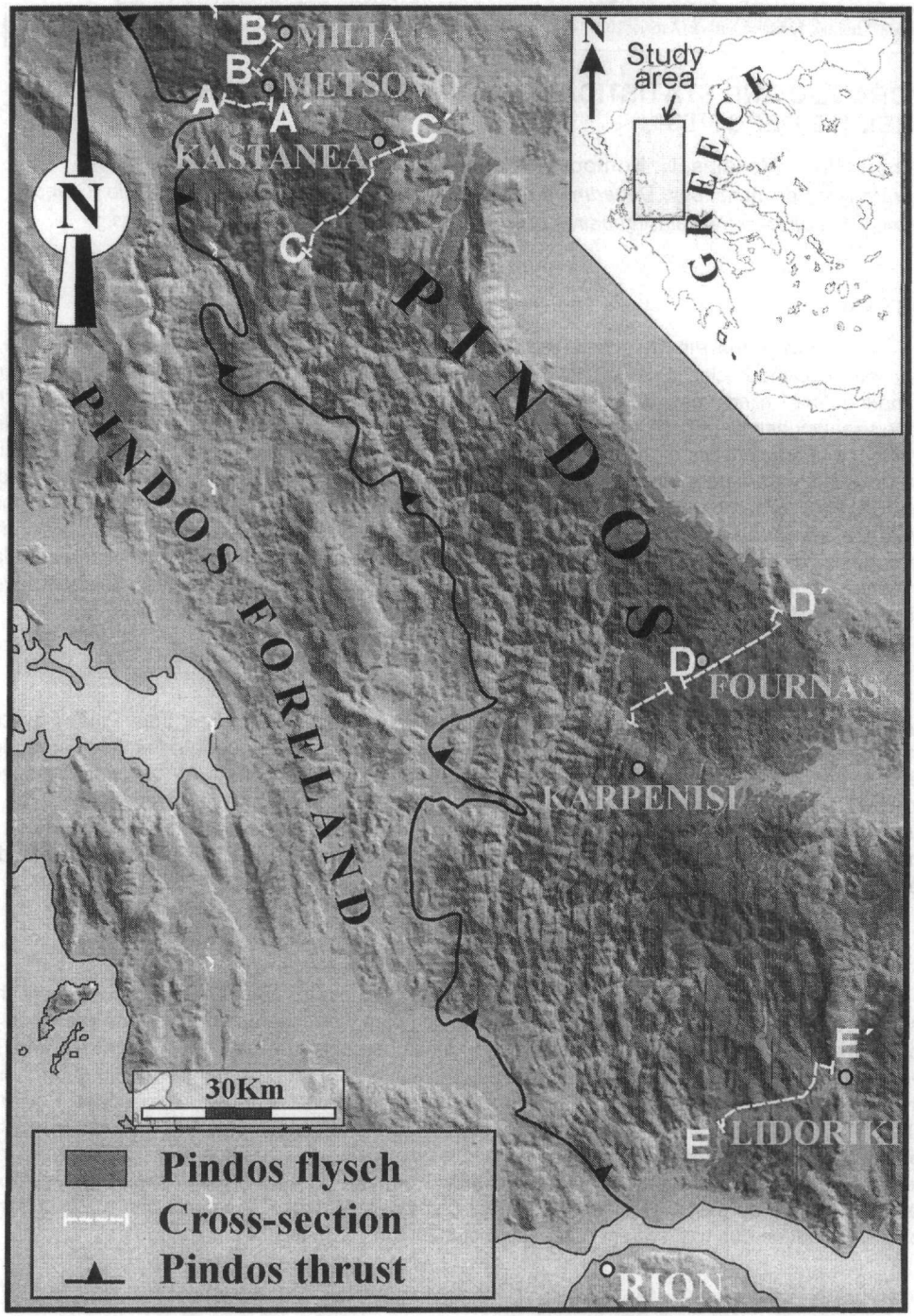


Figure 1. Simplified geological map showing the studied cross-sections.

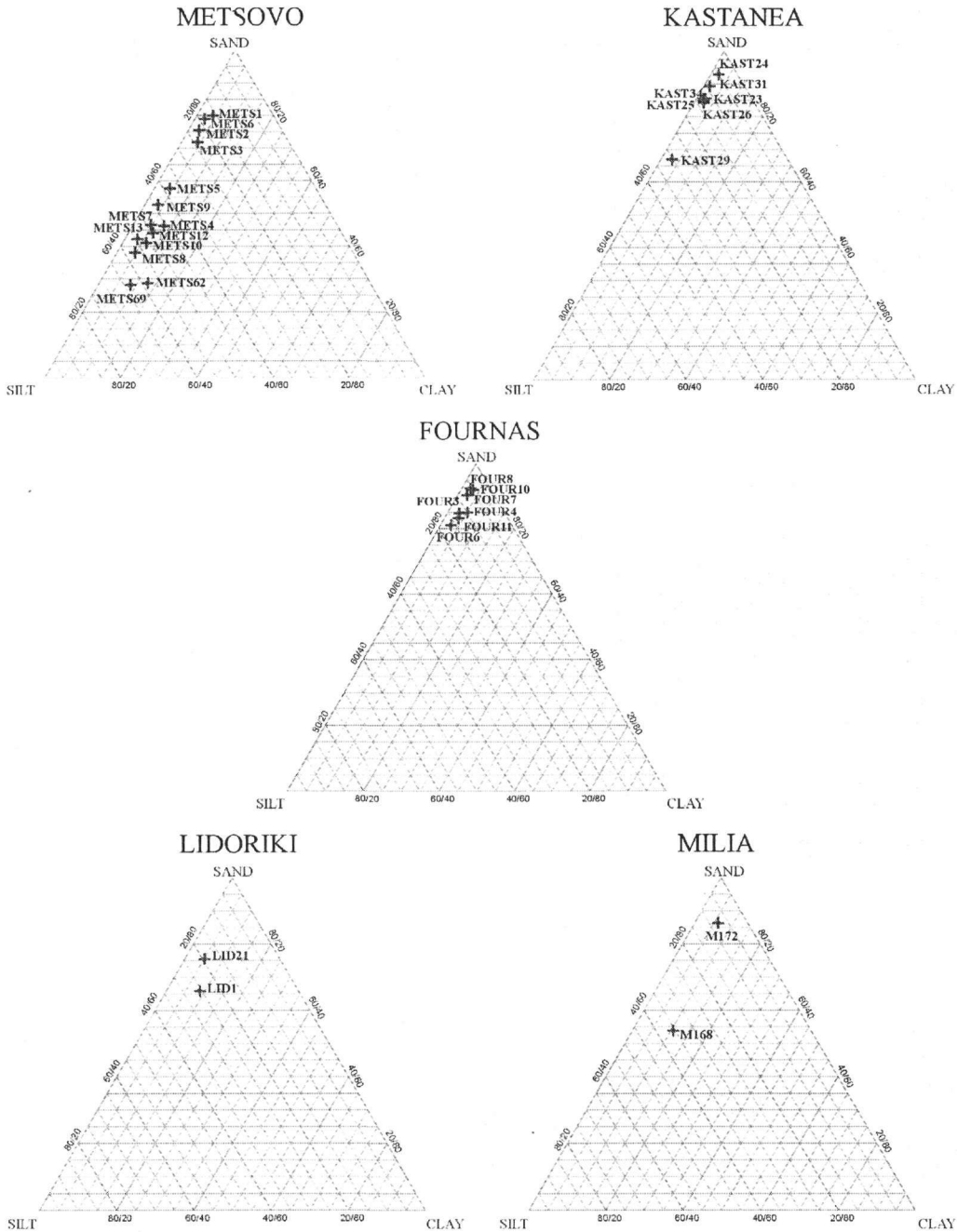


Figure 2. Projection of samples from the studied cross-sections in sand-silt-clay diagram.

4 STATISTICAL GRAIN-SIZE PARAMETERS

The estimation of the statistical grain-size parameters (tables 1-5) was accomplished using the mathematic formulas of Folk & Ward (1957). In detail the results for each area are:

Cross-section A-A′ (Votonosi-Metsovo)

Table 1. Grain-size statistical parameters of the samples from cross-section A-A′.

Sample	Median	Mean size	Sorting	Skewness	Kurtosis
METS1	3,62	3,47	1,35	0,00	2,00
METS2	2,91	3,12	1,32	0,30	0,99
METS3	3,27	3,45	1,45	0,26	1,15
METS62	4,63	5,04	2,21	0,46	1,92
METS4	4,17	4,31	1,65	0,27	1,30
METS5	3,83	3,93	1,44	0,17	1,04
METS6	2,95	3,10	1,29	0,24	1,13
METS7	4,11	4,19	1,33	0,17	1,21
METS 8	4,39	4,37	1,03	-0,05	0,92
METS9	3,92	3,81	1,46	-0,04	1,00
METS10	4,31	4,41	1,41	0,18	1,23
METS69	4,62	4,85	1,89	0,35	1,85
METS12	4,22	4,30	1,41	0,16	1,26
METS13	4,25	4,28	1,26	0,08	0,99

Cross-section B-B′ (Milea)

Table 2. Grain-size statistical parameters of the samples from cross-section B-B′.

Sample	Median	Mean size	Sorting	Skewness	Kurtosis
M168	3,93	4,32	2,28	0,46	1,92
M172	2,40	2,65	1,51	0,52	2,24

Cross-section C-C′ (Kastanea)

Table 3. Grain-size statistical parameters of the samples from cross-section C-C′.

Sample	Median	Mean size	Sorting	Skewness	Kurtosis
KAST34	2,46	2,66	1,21	0,33	1,11
KAST31	1,87	2,12	1,43	0,30	1,25
KAST29	3,35	3,60	1,49	0,33	1,03
KAST26	2,57	2,83	1,27	0,48	1,31
KAST25	2,40	2,66	1,28	0,44	1,21
KAST24	2,18	2,33	0,94	0,37	1,30

Cross-section D-D′ (Fournas)

Table 4. Grain-size statistical parameters of the samples from cross-section D-D′.

Sample	Median	Mean size	Sorting	Skewness	Kurtosis
FOUR3	2,97	3,06	1,21	0,26	1,25
FOUR4	2,94	3,05	1,42	0,37	1,69
FOUR6	2,85	3,09	1,50	0,46	1,60
FOUR7	3,54	3,31	0,72	-0,49	0,97
FOUR8	2,79	2,78	0,93	-0,05	0,76
FOUR10	2,81	2,83	0,86	0,00	0,85
FOUR11	3,16	3,27	1,13	0,29	1,42

Cross-section E-E′ (Lidoriki)

Table 5. Grain-size statistical parameters of the samples from cross-section E-E′.

Sample	Median	Mean size	Sorting	Skewness	Kurtosis
LID1	1,81	1,81	2,04	0,34	1,47
LID21	3,33	3,31	1,81	0,11	1,35

Afterwards, diagrams of the alternations in sorting, skewness and kurtosis are displayed in relation with the position of the samples on every cross-section.

According to these tables we are resulted in following:

Mean size: The Mz of the Votonosi-Metsovo samples ranges from 3,12 ϕ to 5,04 ϕ (on the average 4,05 ϕ). The Mz of the Milea samples varies between 2,65 ϕ and 4,32 ϕ (on the average 3,49 ϕ). The Mz of the Kastanea samples ranges from 2,12 to 3,60 ϕ (on the average 2,7 ϕ). The Mz of Fournas samples varies between 2,78 ϕ and 3,31 ϕ (on the average 3,06 ϕ). The Mz of the Lidoriki samples ranges from 1,81 to 3,31 ϕ (on the average 2,57 ϕ).

Standard deviation/sorting: The $\sigma 1$ of Votonosi-Metsovo samples averages 1,46 ϕ (1,03 ϕ to 2,21 ϕ). The $\sigma 1$ of Milea samples averages 1,90 ϕ (1,51 ϕ to 2,28 ϕ). The $\sigma 1$ of Kastanea samples averages 1,11 ϕ (0,72 ϕ to 1,50 ϕ). The $\sigma 1$ of Lidoriki samples averages 1,93 ϕ (1,81 ϕ to 2,04 ϕ). The Votonosi-Metsovo, Milea and Lidoriki sediments are characterized as poorly to very poorly sorted. Therefore, this result in combination with the presence of little clay suggests a submature texture of sediments (Folk, 1974). The Kastanea and Fournas sediments are characterized as moderately to poorly sorted and in combination to the presence of little clay they show a less submature character.

Skewness: The Sk_I of Votonosi-Metsovo samples ranges from –0,05 to 0,46 (on the average 0,18). The Sk_I of the Milea samples varies from 0,46 to 0,52 (on the average 0,49). The Sk_I of the Kastanea samples ranges from 0,30 to 0,48 (on the average 0,38). The Sk_I of the Fournas samples ranges from –0,49 to 0,46 (on the average 0,12). The Sk_I of the Lidoriki samples varies from 0,11 to 0,34 (on the average 0,23). The Votonosi-Metsovo sediments are near-symmetrical to strongly fine-skewed, the Milea and Kastanea sediments strongly fine-skewed, the Fournas sediments strongly coarse to strongly fine-skewed and the Lidoriki sediments fine to strongly fine-skewed.

Kurtosis: The K_G of the Votonosi-Metsovo sediments ranges from 0,92 to 2,00 (on the average 1,29). The K_G of the Milea sediments varies from 1,92 to 2,24 (on the average 2,08). The K_G of the Kastanea sediments ranges from 1,03 to 1,31 (on the average 1,20). The K_G of the Fournas sediments varies from 0,76 to 1,69 (on the average 1,22). The K_G of the Lidoriki samples ranges from 1,35 to 1,47 (on the average 1,41). The Votonosi-Metsovo sediments are mesokurtic to very leptokurtic, the Milea sediments very leptokurtic, the Kastanea sediments mesokurtic to leptokurtic, the Fournas sediments platykurtic to very leptokurtic and Lidoriki sediments leptokurtic.

5 SCATTER DIAGRAMS OF THE STATISTICAL GRAIN-SIZE PARAMETERS

Data of the statistical grain-size parameters plotted on scatter diagrams in order to evaluate their relationships and their effectiveness in differentiating of the sedimentological behavior between at the study sections (fig. 3).

Figure 3A is the plot of graphic mean grain size versus inclusive graphic standard deviation. Low standard deviation values (<1 ϕ) characterize the sand class (fig. 2), higher values (1 ϕ – 1,5 ϕ) are associated with the silty sand and sandy silt classes (fig. 2) while the highest values (>1,5 ϕ) belong in the muddy class (fig.2). Moreover, the scatter diagram of figure 3A does not demonstrate any relationship between mean size and sorting. This suggests a similar process as flood where the river sediment suspension lies down without sorting (Kukal, 1969). Similar character has the turbidity deposits. Turbidites have poor sorting because coarse and fine material gets carried together as mass flow. The plot of graphic mean grain size versus inclusive graphic skewness is displayed in figure 3B and gives information regarding the measure of asymmetry. It shows that 19% of the sediments are near-symmetrical, 39% are fine-skewed, 39% are strongly fine-skewed and 3% are strongly coarse-skewed. Moreover, the positive skewness (78% of samples) is due to the competency of the unidirectional flow of the transporting media where the coarse end of the size frequency curve is "chopped off" (Friedman, 1961, 1962, 1967). Analogous conditions prevail during the turbidite deposition.

The plot of inclusive graphic standard deviation versus inclusive graphic skewness (fig. 3C) illustrates that the very poorly sorted sediments (>2 ϕ) are strongly fine-skewed, the moderately sorted sediments are near-symmetrical or strongly coarse-skewed and the poorly sorted sediments are fine to strongly fine-skewed. The scatter plot shows a turbidite field according to Bjorlykke (1989).

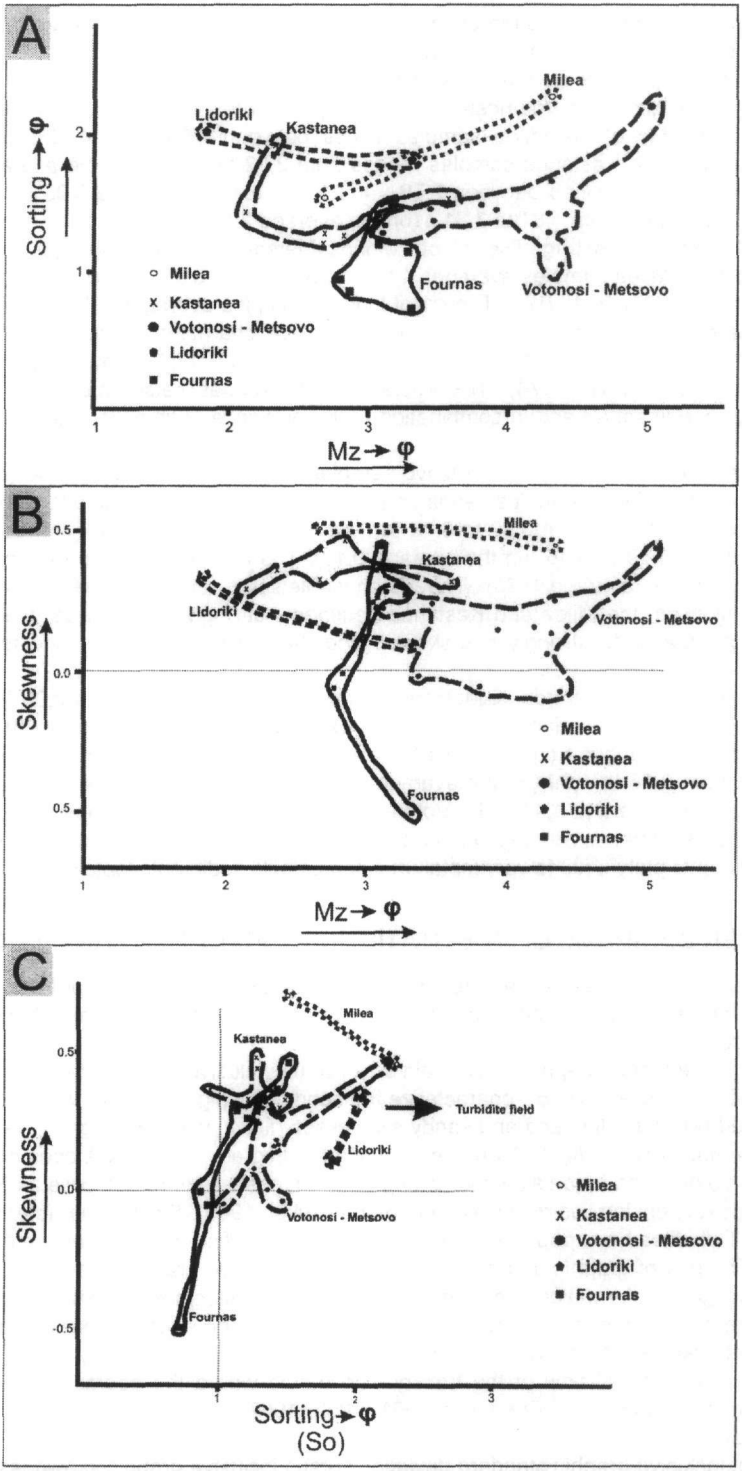


Figure 3: Scatter diagrams of the statistical grain-size parameters. A: Mean size in relation to sorting, B: Mean size in relation to Skewness, and C: Sorting in relation to Skewness.

6 HYDRAULIC PARAMETERS

Using Rubey's (1933) general formula, for settling velocities, we converted diameters of grains (mm), in settling velocity values (W in cm/sec). Furthermore, the cumulative curves were constructed, based on the logarithmic scale Psi=-$\log_2(W_m)$ of Middleton, (1967) (fig. 6). In order to estimate the mean palaeoflow velocity, at the time of deposition, the Psi_{50} values converted to settling velocities, from the cumulative hydraulic curves and using Middleton (1967) scale. The estimation of the mean flow velocity at the time of deposition, is based on Komar's (1985) hydraulic interpretation of turbidites and it is given by the following equation:

$$\bar{u} = Wm / \sqrt{Cf}$$

Where the ū is the mean flow velocity at the time of deposition, W_m is the settling velocity, which corresponds to 50-percentile, and C_f is a dimensionless drag coefficient. In the calculations of mean flow velocity, we used C_f=0.004, as proposed by Komar (1985) first.

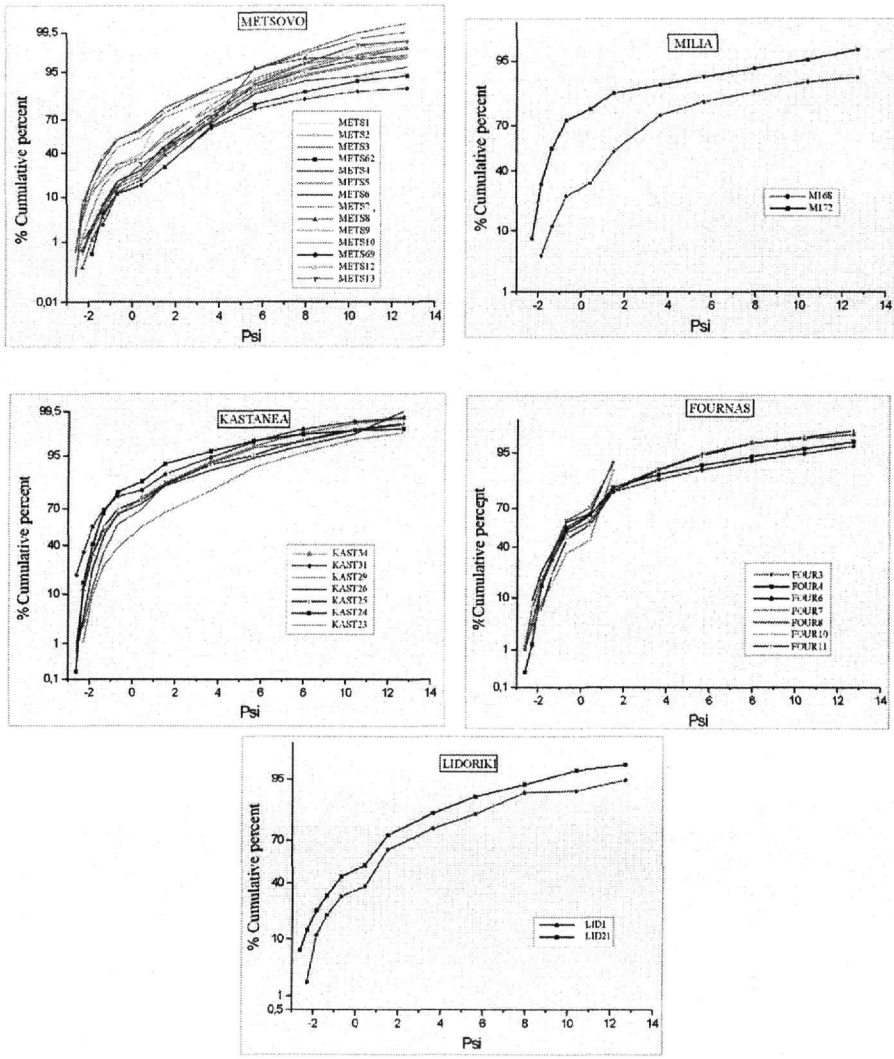


Figure 4. Cumulative curves of settling-velocity (Psi) distributions of samples from the studied cross-sections.

METSOVO

Table 6. Hydraulic and lithological parameters of samples from cross-section A-A′.

Sample	Bed thickness (cm)	Bouma sequence	Classification of sample	Mean flow velocity (cm/sec)
METS1	19	Ta	Silty sand	9,75
METS2	17	Ta	Silty sand	27,34
METS3	11	Ta	Silty sand	17,18
METS62	15	Ta	Sandy silt	2,16
METS4	30	Ta	Sandy silt	4,24
METS5	11	Ta	Silty sand	7,13
METS6	10	Tb, Tc	Silty sand	25,86
METS7	10	Ta	Sandy silt	4,7
METS8	14	Ta	Sandy silt	3,12
METS9	13	Tc	Silty sand	6,2
METS10	14	Ta	Sandy silt	3,49
METS69	15	Ta	Sandy silt	2,27
METS12	8,5	Ta	Sandy silt	3,98
METS13	10	Ta	Sandy silt	3,87

For samples from Metsovo area (table 6), the higher value of mean flow velocity was 27,34 cm/sec (METS2), instead the lower value was 2,27 cm/sec (METS69).

MILIA

Table 7. Hydraulic and lithological parameters of samples from cross-section B-B′.

Sample	Bed thickness (cm)	Bouma sequence	Classification of sample	Mean flow velocity (cm/sec)
M168	10	Ta	Muddy sand	6,22
M172	17	Ta	Silty sand	43,32

The average value for Milea samples was 24,77 cm/sec (table 7).

KASTANEA

Table 8. Hydraulic and lithological parameters of samples from cross-section C-C′.

Sample	Bed thickness (cm)	Bouma sequence	Classification of sample	Mean flow velocity (cm/sec)
KAST34	12	Ta	Silty sand	41,52
KAST31	11	Ta	Sand	61,52
KAST29	9	Ta	Silty sand	14,95
KAST26	16	Ta	Silty sand	37,35
KAST25	13	Ta	Silty sand	43,41
KAST24	11	Ta	Sand	50,23
KAST23	13	Ta	Silty sand	29,30

For samples from Kastanea area (table 8), the higher value of mean flow velocity was 61,52 cm/sec (KAST31), instead the lower value was 14,95 cm/sec (KAST29).

FOURNAS

Table 9. Hydraulic and lithological parameters of samples from cross-section D-D′.

Sample	Bed thickness (cm)	Bouma sequence	Classification of sample	Mean flow velocity (cm/sec)
FOUR3	13	Ta	Silty sand	25,69
FOUR4	15	Ta	Silty sand	26,59
FOUR6	15	Ta	Silty sand	28,5
FOUR7	16	Ta, Tb	Sand	10,65
FOUR8	17	Ta	Sand	30,55
FOUR10	8	Ta	Sand	29,92
FOUR11	16	Ta	Silty sand	19,74

For Fourna samples (table 9), the higher value of mean flow velocity was 30,55 cm/sec (FOUR8), while the lower value was 10,65 cm/sec (FOUR7).

LIDORIKI

Table 10. Hydraulic and lithological parameters of samples from cross-section E-E′.

Sample	Bed thickness (cm)	Bouma sequence	Classification of sample	Mean flow velocity (cm/sec)
LID1	17	Tb	Silty sand	8,23
LID21	19	Ta	Silty sand	15,06

The average value for lidoriki samples was 11,65 cm/sec (table 10).

7 CONCLUDING REMARKS

Samples from Metsovo (A-A′), Milia (B-B′), Kastanea (C-C′) and Lidoriki (E-E′) are characterized mainly as poorly sorted to very poorly sorted, while samples from Fournas area (D-D′) are characterized as moderately to poorly sorted. This sorting character confirms the presence of subdivition Ta of Bouma sequence and indicates that low energy turbidity currents deposited the analyzed sediments.

Almost all samples show a positive skewness. This value of skewness is due to the competency of the unidirectional flow of the transporting media where the coarse end of the size frequency curve is "chopped off". Analogous conditions prevail during the turbidite deposition.

The most of the samples (68%) were characterized by leptokurtic to very leptokurtic curves. The remain samples are mesokurtic, except samples FOUR8 and FOUR10 which are platykurtic. The kurtosis values in combination with the sorting values are plotted in the turbidite field according to Bjorlykke (1989).

The mean flow velocity at the time of deposition from samples coming from areas except Kastanea (C-C′), ranged from 2.27 to 30 cm/sec, showing that these turbidites were deposited from sandy low-density turbidity currents (according to Nelson & Nilsen, 1984, low-density turbidity currents have mean flow velocities lower than 25 cm/sec). On the other hand, samples coming from Kastanea area showed slightly higher mean palaeoflow velocities at the time of deposition ranging from 14.95 to 61.51 cm/sec and deposition from higher density sandy turbidity currents than the other areas. Furthermore, a correlation between the mean palaeoflow velocity and the grain size was confirmed. Thus, the lower mean palaeoflow velocities were found on sandy silt samples (cross-section A-A′), while the higher on sand samples (cross-section C-C′).

REFERENCES

Bjorlykke, K. (1989) Sedimentology and Petroleum Geology. Springer-Verlag, New York, 370p.

Kukal, Z. (1971) Geology of Recent Sediments. Academic Press, London, 490p.

Folk R.L. (1974) Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill, Austin, Texas, 182p.

Folk R.L. & Ward W.C. (1957) Brazos river bar: a study of significante of grain size parameters. *J. Sediment. Petrol.*, 27, 3-26.

Folk, R.L., Andrews, P. B. & Lewis, D. W. (1970) Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand, *New Zealand Jour. Geology and Geophysics,* 13, 937-968.

Friedman, G.M. (1961) Distribution between dune, bech and river sands from their textural characteristics. *J.Sed.Petr.,* 31, 514-529.

Friedman, G.M. (1962) On sorting, sorting coeficients, and the lognormality of the grain-size distribution of sandstones. *J. Geoll.*, 70, 737-753.

Friedman, G.M. (1979) Differences in size distributions of populations of particles among sands of varions origins: Addendum to IAS Presidential Address. *Sedimentology*, 26, 859-862.

Friedman, G.M. (1967) Dynamic processes and statistical parameters for size frequency distribution of beach and river sands. *Jour. Sedimentary Petrology*, 37, 327-354.

Rubey, W.W. (1933) Settling velocity of gravel, sand, and silt particles. *Am. Jour. Sci.*, 25, 325-338.

Middleton, G.V. (1967) Experiments on density and turbidity currents. III. Deposition of sediments. *Can. J. Earth Sc.*, 4, 475-505.

Komar, P. D. (1985) The hydraulic interpretation of turbidites from their grain sizes and sedimentary structures. *Sedimentology*, 32, 395-407.

Nelson, C.H. & Nilsen, T.H. (1984) Modern and ancient deep-sea fan sedimentation. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, Short course, 14.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

TRIASSIC CARBONATE AND EVAPORITE SEDIMENTATION IN THE IONIAN ZONE (WESTERN GREECE): PALAEOGEOGRAPHIC AND PALAEOCLIMATIC IMPLICATION

Getsos K.[1] , Pomoni-Papaioannou F.[2] and Zelilidis A.[1]

[1]*Laboratory of Sedimentology, School of Geology, University of Patras, 26500 Patras, K.Getsos@upatras.gr, A.Zelilidis@upatras.gr*

[2]*Department of Geology, University of Athens, Panepistimiopolis, 15784 Athens, fpomoni@geol.uoa.gr*

ABSTRACT

The Triassic is considered a crucial interval because during that time huge areas in our planet suffered an intense, long lasting, period of aridity, which favored the formation of worldwide evaporitic bodies. During the Triassic, great volumes of evaporites were formed in the Ionian basin (Western Greece). On the surface chaotically textured gypsum, surrounded by dolomitic breccias of solution-collapse origin, appears. Sedimentological and diagenetical data proposed that these salt bodies were formed in an intertidal to supratidal environment.

Although halite suggests precipitation under long-term arid conditions, clay film intercalations reveal intervals of short term humid conditions. During arid periods sabkhas prevailed and brines were of marine origin. Instead, during humid intervals brines were modified by meteoric water and stormy episodes could be responsible for the transportation of clay-sized material, from the low relief surrounding terrains, into the evaporative basin. Death and burial of cyanobacterial population during storm events could be responsible for the enrichment of clayey layers in carbonaceous material.

The co-existence of halite and clays in the Ionian evaporitic sequence imposes a complicated climate, possibly periodically and seasonally controlled. The impact of the precession of the equinoxes plus the palaeogeographical position dominates the local climate. The insolation over the Triassic Ionian basin and nearby sea and land areas is a crucial factor. Climate responses to gradual insolation forcing with an ocean land atmosphere feedback mechanism. The desert / monsoonal dominated climatic model seems to be most proper for the explanation of the existing lithologigal record.

1 INTRODUCTION

In the geologic record massive evaporative deposits occur predominantly in subtropical coastal regions where annual evaporation exceeds precipitation. Evaporites are indicative of hot-dry climates and organic layers, algal mats, are indicative of humid climates. In the case of the evaporites there is much difference in the climatic conditions, between gypsum and halite which is indicative of extremely arid climates.

During Triassic several evaporative basins occurred in the Tethyan realm. In the early Triassic large fine clastic-evaporitic basins were located in the northern part of the Permian Basin, in west-central Europe, in part of Eastern Europe and in the Arabian Platform. In middle Triassic there were two large evaporitic basins; one is located in Iraq and the other in southwest-central Europe. Most of Tethys was intertropical or subtropical. During late Triassic large evaporitic basins were located in south and west-central Europe. Widely known from this time interval is the "Germanic Basin" and the "Carpathian Keuper". Tethys was in an intertropical paleoposition.

The variations in insolation result from the tilt of the earth's axis relative to the plane of the earth's orbit. The intensity of the seasonal insolation varies on 10^4-10^5-year timescale because of

the earth's orbital parameters. The major parameters affecting insolation are: (a) the ellipticity of the earth's orbit, which changes the distance from earth to the sun during the course of the year and varies on a 95000-year timescale, with a longer cycle of variation at a 400000-year timescale; (b) the tilt of the earth's axis of rotation relative to the plane in which it orbits the sun (ecliptic), which varies between $22^0 2'$ and $24^0 30'$ on a 41000-year timescale; (c) the precession of the elliptical orbit of the earth, which changes the time of the year when the planet is closest to the sun and has a period of approximately 105000 years; and (d) the precession of the earth's axis of rotation, which changes the season at which the earth is closest to the sun and has a period of 27000 years. The combined effect of precession of the axis of rotation and the elliptical orbit is to produce an apparent period of 23000 years. Similarly, the cyclic changes in ellipticity and precession of the axis of rotation combine to produce an apparent period of 19000 years. The two apparent periods, 23000 and 19000 years, blend together so that perihelion coincides with seasonal summer in each hemisphere approximately every 21700 years. This combined effect is termed the precession of the equinoxes. It redistributes the amount of insolation received at different latitudes during seasons (Berger 1977, 1981, 1984, 1987a; Imbrie & Imbrie 1980; Hay et al. 1997).

The target of the paper is to study the sedimentological and diagenetical features of Triassic rocks (Fig. 1) and set up the climatic conditions during Triassic. The desert/monsoon climatic model is examined as well a model with impact of El-Niño events. Two similar studies, one from Late Miocene palaeogeography and palaeoclimatology of the Mediterranean basin and one from Christmas islands lagoonal lakes are presented briefly.

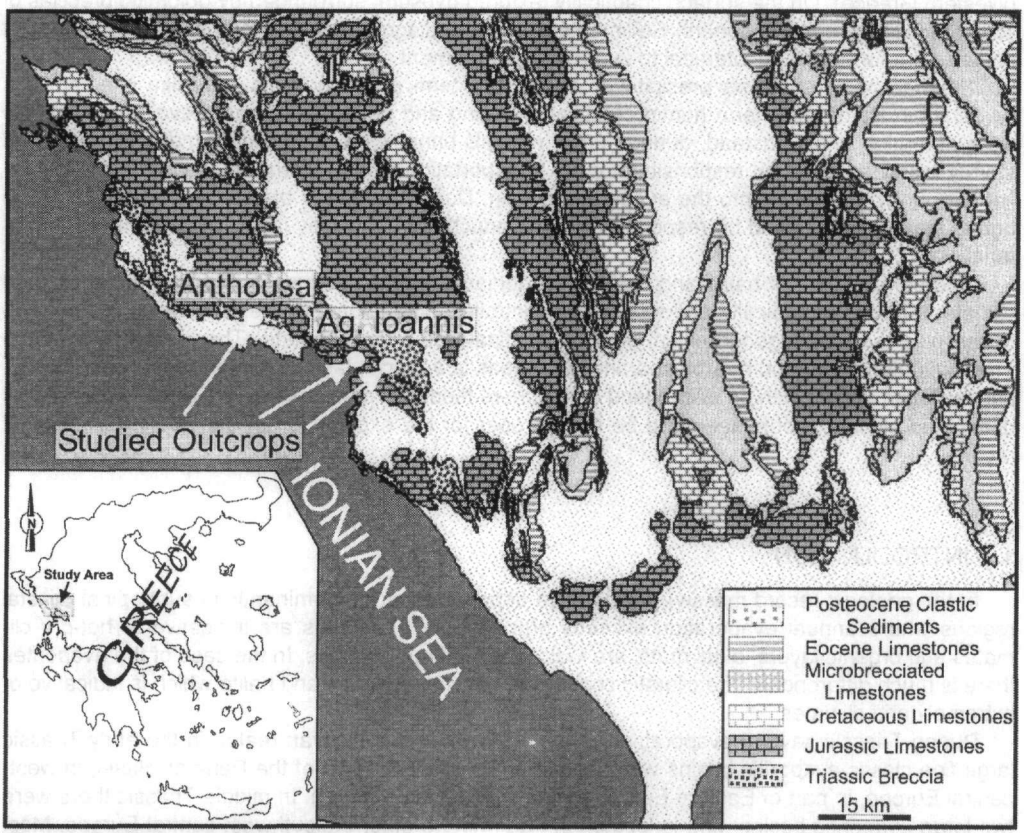


Figure 1. Geologic map of the studied area.

Sampling was performed in the areas of Agios Ioannis (4,353,504.32N, 196,284.60E & 4,353,612.57N, 198,557.75E) and Anthousa (4,356,318.69N, 188,707.45E) near Parga, in Western Greece (Fig. 1). The studied formations are exposed in a chaotic mass of fragments bearing

diagenetic and post tectonic dissolution vugs (Fig. 2A, B). A large part consists of breccias, with solution collapse in origin. One hundred and five samples were collected with about one meter sampling interval. Ninety three thin sections were studied in every detail under polar microscopy. Fifty seven samples were stained with alizarin red S in order to distinguish dolomite from calcite.

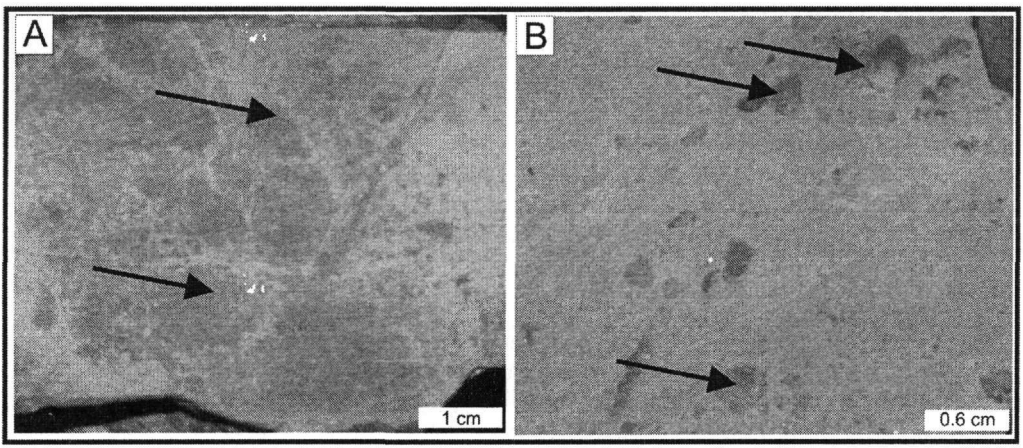


Figure 2. (A) Cemented fragments, (B) Diagenetic and post tectonic dissolution vugs.

2 GEOLOGICAL SETTING

The Ionian Basin developed during the Mesozoic as a branch of Tethys. The rifting of Africa from North Europe in Triassic times gave rise to terrigenous basins and subsequent development of evaporites in wide areas of shallow water deposition (Catalano et al. 2001).

The Ionian zone exhibits a sedimentary cover, 4.5-5 km thick, from Triassic to present. The dense overlying Mesozoic limestones prevented diapirism in the Ionian zone. Usually salt bodies are dragged up through discontinuities, such as normal faults and thrusts which cut the overlying sedimentary cover. The only known structure which bears great similarity to diapiric bodies exists in Albania. Research has revealed its pseudodiapiric origin (Velaj et al. 1999). The subsurface lithology of the carbonate – evaporite sequence consists of millimetre to centimetre scale intercalations of halite, anhydrite, dolomites and clays (IGRS-IFP, 1966; BP, 1971).

3 SEDIMENTOLOGY

3.1 Description

The lithofacies consist mainly of dolomite, rare anhydrite/gypsum and calcite (dedolomite) (Tab. 1). The main Standard Lithofacies Types (SMF) after Flugel (1972) and Wilson (1975) are SMF 23 and SMF 24. The main characteristics of type 23 are gypsum, anhydrite and dolomite irregularly laminated and type 24 is dolomite and dolomitic limestones with evaporitic crystals. The two types are similar and their initial characteristics are strongly modified by early diagenetical processes. Dolomite fragments bear carbonate pseudomorphs after rosettes and lenses of gypsum (Fig 3A, 3B). Rosettes are characterized by a radiaxial or fibrous structure. Moreover radiaxial cement is usual in the studied samples (Fig. 3C). Dolomite crystals are euhedral and form a mosaic of rhombs with moulds of original dense calcite particles (Fig. 3D). The mosaic is often loose-fitting (Fig. 3E, 3F). In many thin sections several early diagenetic desiccation cracks have been studied within recrystalized lime mudstone (Fig. 3G). Usually the fragments were cemented with red brown cement typical of subaerial diagenesis (Fig. 3H). Similar features have been described and interpreted by Pomoni-Papaioannou (1980) and Karakitsios & Pomoni-Papaioannou (1998).

In core samples halite is present with intercalations of clayey beds, which contain very fine carbonaceous material. The death and burial of cyanobacterial population during extreme events is the

possible source of this material.

The complete absence of fragmented older, Paleozoic, and newer, Jurassic, rocks from the studied chaotically textured breccias must be mentioned.

Table 1. Representative microscopic and macroscopic description. Standard Microfacies Types (SMF) and Facies Zone (FZ) after Flugel (1972) and Wilson (1975). N. =Sample number.

N.	Microscopic Description	SMF	FZ	Macroscopic Description
1	Solution Collapse Breccias, dolomitized mudstone, dolomite 55%, micritic matrix or cement 30%, secondary porosity 15%.	24: Dolomite and Dolomitic limestones with evaporitic crystals.	8: Restricted circulation shelf and tidal flats.	Vugy and fragmented
2	Solution Collapse Breccias, evaporitic rosette and lenses within mudstone, secondary porosity 25-30%.	23: Gypsum, anhydrite and dolomite irregularly laminated.	9: Evaporites on sabkhas – Salinas.	Vugy and fragmented
3	Solution Collapse Breccias, Grainstone, secondary porosity 25-30%.	24: Dolomite and Dolomitic limestones with evaporitic crystals.	8: Restricted circulation shelf and tidal flats.	Vugy and fragmented
4	Solution Collapse Breccias, red brown micritic cement, calcified and dolomitized gypsum/anhydrite with open dissolution vugs. Micrite 10%, dolomite 35%, evaporite 20%, secondary porosity 35%.	24: Dolomite and Dolomitic limestones with evaporitic crystals.	8: Restricted circulation shelf and tidal flats.	Vugy and fragmented
5	Solution Collapse Breccias, many fragments cemented with sparite, secondary porosity 35-40%.	24: Dolomite and Dolomitic limestones with evaporitic crystals.	8: Restricted circulation shelf and tidal flats.	Vugy and fragmented
6	Solution Collapse Breccias, dolomite with relic sparite crystals and relic evaporites, dolomite 60%, secondary porosity 30%, relics 10%.	23: Gypsum, anhydrite and dolomite irregularly laminated.	9: Evaporites on sabkhas – Salinas.	Vugy and fragmented
7	Solution Collapse Breccias, dolomite (Grainstone), red brown sparitic cement, secondary porosity 20%, dolomite 80%.	24: Dolomite and Dolomitic limestones with evaporitic crystals.	8: Restricted circulation shelf and tidal flats.	Vugy and fragmented
8	Solution Collapse Breccias, secondary porosity 20%, dolomite 40%, micrite and sparite 40%.	23: Gypsum, anhydrite and dolomite irregularly laminated.	9: Evaporites on sabkhas – Salinas.	Vugy and fragmented
9	Solution Collapse Breccias calcified evaporitic crystals.	23: Gypsum, anhydrite and dolomite irregularly laminated.	9: Evaporites on sabkhas – Salinas.	Vugy and fragmented
10	Solution Collapse Breccias, evaporitic rosette and lenses within mudstone, secondary porosity 25-30%.	24: Dolomite and Dolomitic limestones with evaporitic crystals.	8: Restricted circulation shelf and tidal flats.	Vugy and fragmented

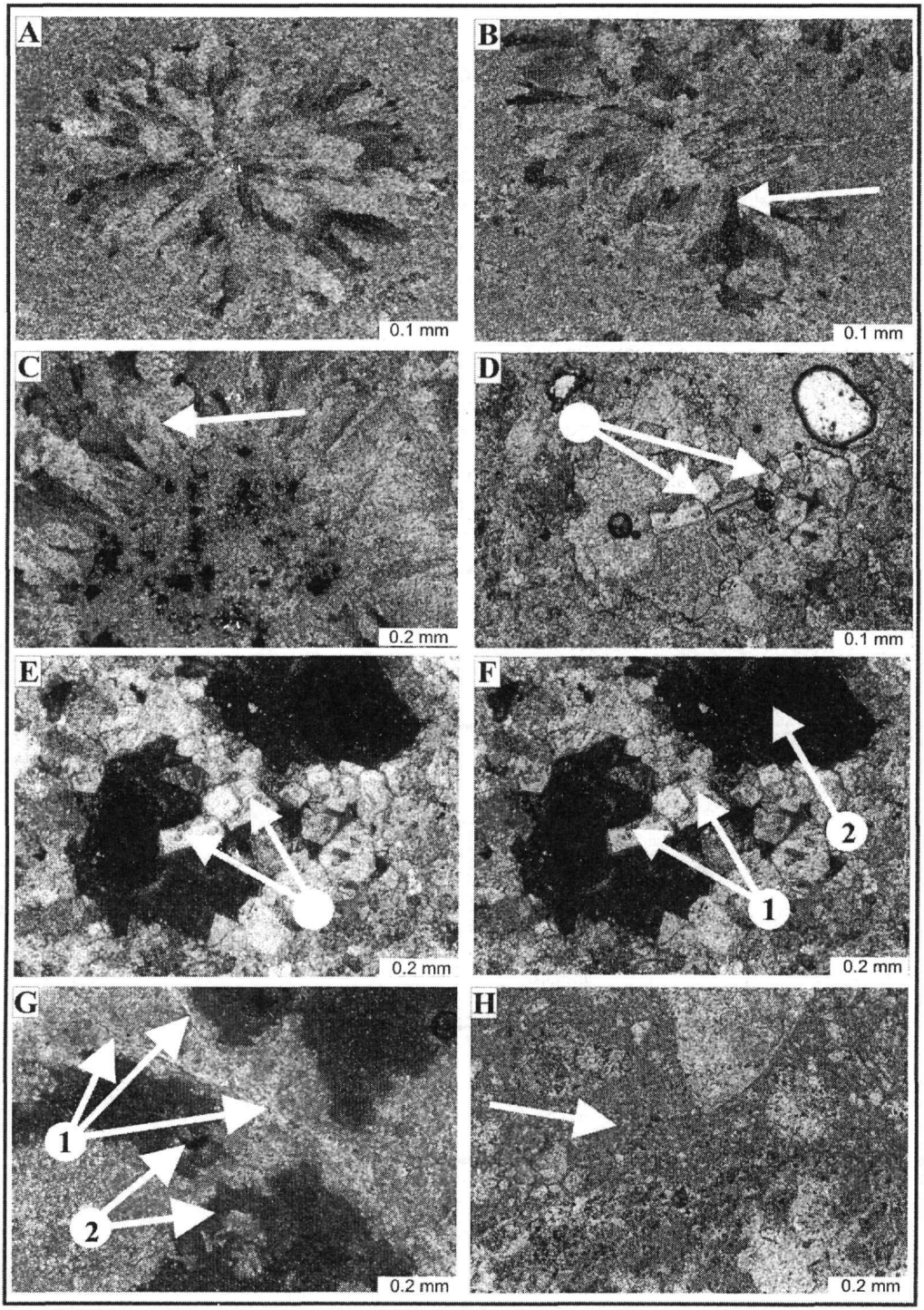


Figure 3. (A) Evaporitic rosette, cross polars, (B) Radiaxial or fibrous pore filling cement, cross polars, (C) Radiaxial cement, (D) Dolomitic rhombs, (E) Dolomitic rhombs, (F) 1: Dolomitic rhombs 2: Vugs, cross polars, (G) 1: Desiccation cracks 2: Vugs, (H) Red Brown cement showing diagenesis during subaerial exposure.

3.2 Facies interpretation and diagenesis

Anhydrite occurs always as a relic mineral replaced initially by gypsum and calcite during diagenesis. Gypsum and anhydrite are considered as both depositional and diagenetic, due to instability and deformation through crystal growth, intake of water of crystallization or compaction. The interpretation of dolomite evidence stratigraphically controlled genesis, during early diagenesis of carbonate. Later, during diagenesis dolomite is dissolved or replaced by low Mg-calcite. The dissolution seems to be further enhanced by the increased secondary porosity created during dolomitization. The calcite transformation to dolomite causes an almost 10% decrease in volume.

A five-stage sedimentological and diagenetical evolution, for Triassic rocks, can be distinguished. In the first stage, a thin layer of lime mudstone is deposited (Fig. 4A). In the second stage, the salinity increases slightly and evaporitic minerals are precipitated (Fig. 4B). In the third stage, due to evaporation, the solution becomes hyper saline and result to the evaporitization of the lime mudstone (Fig. 4C). In the fourth stage, the Mg/Ca ratio of the solution increases and the dolomitization of the lime mudstone begin (Fig. 4D). In the fifth stage, as a consequence of the influx of low Mg/Ca solution of meteoric origin the dolomite is replaced from low Mg calcite (Fig. 4E). The processes were repeated sequentially and synchronously probably because of short-term sea-level fluctuation. Every time where the sediments were short term subaerialy exposed, desiccation cracks were created. The depositional environment was intertidal to supratidal and according to Facies Zones (FZ) classification after Flugel (1972) and Wilson (1975), corresponds to restricted circulation shelf and tidal flats (FZ 8) and sabkhas – salinas (FZ 9) with evidence of extensive sub aerial exposure (Tab. 1). The same environment has been proposed by Pomoni-Papaioannou (1985).

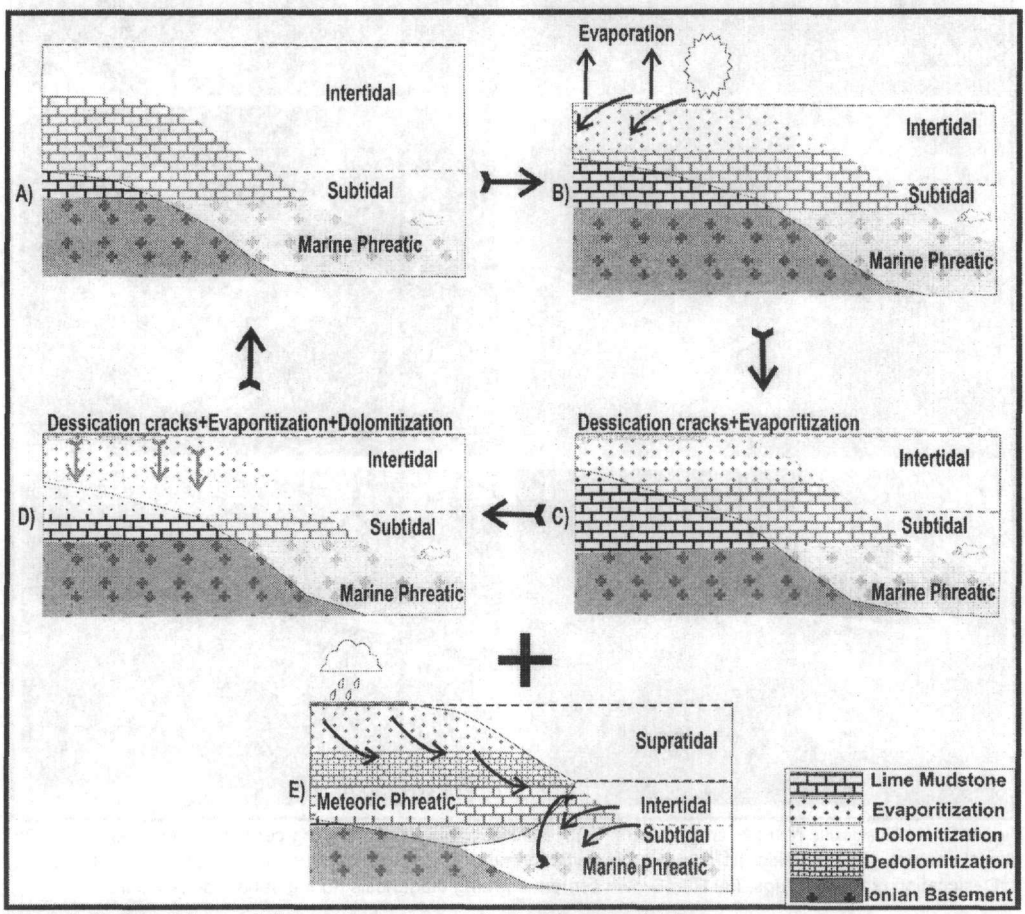


Figure 4. Sedimentation and diagenesis processes. See text for more details.

4 DISCUSSION

In order to establish a palaeogeographic and palaeoclimatic model for the studied basin during Triassic and as already mentioned before two similar examples, one from Late Miocene Mediterranean basin and one from now days Christmas islands lagoonal lakes are presented briefly.

4.1 Late Miocene palaeogeography and palaeoclimatology of the Mediterranean basin

During Miocene in the Mediterranea aridity and humidity have been recorded in the sediments. During arid conditions the deposition of halite prevailed in the Mediterranea and during humid conditions gypsum/anhydrite, gypsarenites and very fine clastics were deposited. The two successions are known as Lower and Upper evaporites. The duality is explained by the establishment of the ever evolving desert/monsoon system with seasonal and longer term cyclical changes emphasizing the duality (Griffin 2002).

Monsoons are mainly expressed in tropical and intertropical areas where there is a seasonal wind change with one season bringing moisture and the other aridity. The focus of the monsoon is the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) where the easterlies or Trade winds from each hemisphere converge and abundant moisture is released. The ITCZ annually migrates northwards in phase with the development of northern summer and southwards in the winter (Griffin 2002).

The African/Asian Monsoon is intensified by the average insolation. When a critical insolation threshold is reached then the onset of the monsoon is abrupt (Kutzbach & Liu 1997; DeMenocal et al. 2000). The changes in insolation come from the precession of the equinoxes, which modifies the intensity of solar energy and the period of energy absorption by sea and land surface. As a consequence the African/Asian Monsoon seems to have two phases on the precessional 21ka cycle. The one transferred moisture to Southern Asia and the other to North Africa.

4.2 Christmas islands lagoonal lakes

In Christmas islands lagoonal lakes in the Central Pacific the sedimentary record is consisted of three main lithologies, organic rich, carbonate rich and evaporitic with a thickness ranging from millimeters to centimeters. The organic rich lithology comes from death and burial of cyanobacterial population during extreme conditions, such as storm events (Trichet et al. 2001). This bears great similarity to clayey organic rich layers of the Ionian zone. It is assumed that during arid conditions halite or gypsum/anhydrite was precipitated, dependent on the evaporation rate and during more humid conditions organic rich and carbonate rich layers were deposited. A striking feature is the high amount of carbonate precipitation versus sulfate (Trichet et al. 2001), which is absent in the intertidal-supratidal environment of the Triassic Ionian Basin.

The area is near the equator (~2^0N) within the ITCZ and the duality was explained by the influence of ENSO events (El Nino Southern Oscillation) with a year recovery period from arid to humid conditions. The Sea Surface Temperature (SST) plays a very important role in the intensification of ENSO and the sea-land temperature gradient as well. In the Ionian Zone ENSO events may have played crucial role but further research should be contacted in order to make such a conclusion.

4.3 Triassic Ionian Basin

4.3.1 Palaeogeografy and palaeoclimatology

Judging from the known outcrops in Western Balkans, the study area was located southern than its present position, in an extended tidal flat with a few tenths to hundreds kilometers width and several hundreds kilometers long. Palaeogeographically the area was located in the Northwestern shoreline of Neotethys (IGCP Project No. 369) (Fig. 5). Taking into account the existing data, regarding evaporites in Greece and in the rest West Balkans, an extended evaporative environment can be imposed. This is likely to be a tidal flat or many adjacent tidal flats with numerous sabkhas. From early to late Triassic, the whole area was within the intertropical and subtropical zone and in some extends in the ITCZ. It is possible the shifting of the ITCZ to be such as the Ionian zone falls once within the ITCZ and once within the middle of the Hadley cell the other. As a consequence the evaporation minus precipitation has negative values once and positive values the other.

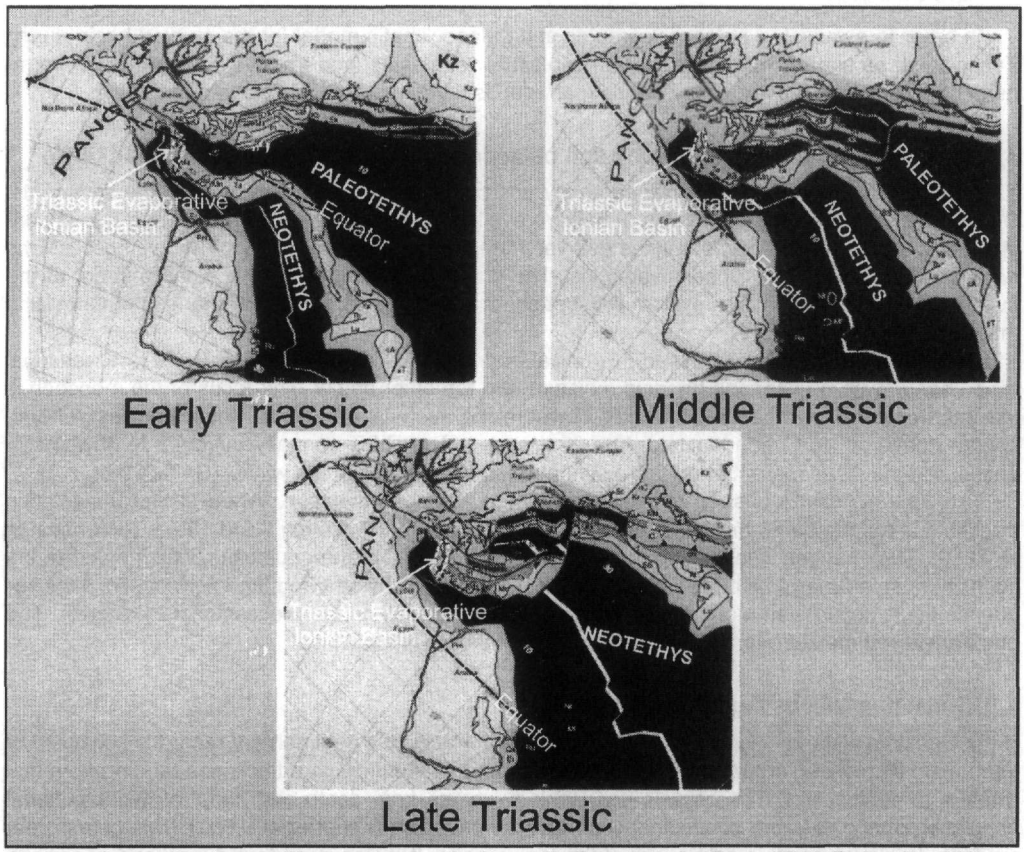


Figure 5. Geographical maps. The arrows show the Evaporitic Triassic Ionian Basin (IGCP Project No. 369).

4.3.2 Sedimentology and diagenesis

There are no fragments of the overlying limestones within the studied solution collapse breccias. The Triassic breccias have 200 – 250m, maximum thickness in outcrops. Taking into account their solution collapse in origin we have to assume that a significant thickness of carbonates and sulfates were subaerialy exposed for a long period of time. The subaerial exposure should have taken part before the deposition of the overlying limestones, in the Upper Triassic, during a one million year eustatic sea level fall (Haq et. al 1987).

5 CONCLUSIONS

The combination of sedimentology and knowledge gained by analogous case studies of geological record, where the suitable climatic models have been applied, led us to propose the most probable climatic model for the Triassic formations of the Ionian zone. Data are indicative of a complex climatic setting. During halite/sulphate precipitation in tidal flats the whole studied area was extremely arid. Aridity was followed by humid periods and the halite/sulphate precipitation was replaced by clayey carbonaceous material, possibly algal mats.

The most probable climatic model is the evolving dessert/monsoon system. The deposition of halite took place during periods when the entire area was dessert. The sulphates are most possible to have been deposited during seasons before monsoons in hot dry conditions. The carbonates and the carbonaceous materials were deposited during humid periods under the influence of the monsoons.

There is a critical value in the average insolation where the monsoons are intensified and abundant moisture comes into the area or they are ceased and the area becomes dessert.

Neotethys is the most possible source of moisture over the study area during periods of meridional (monsoonal) moisture transfer.

The Triassic rocks were subaerialy exposed before the deposition of the above sedimentological units possibly in the Upper Triassic, during eustatic sea level fall.

REFERENCES

BP-British Petroleum Company Limited 1971. The geological results of petroleum exploration in Western Greece. Institute Geology and Subsurface Research, 80, 73p.

Berger A. 1977. Support for astronomical theory of climatic change. Nature, 269, 44-45.

Berger A. 1981. The astronomical theory of paleoclimates. In: Berger A. (ed), Climatic variations and variability: facts and theories. Reidel, Dordrecht, The Netherlands, 501-525.

Berger A. 1984. Accuracy and frequency stability of the earth's orbital elements during the Quaternary. In: Berger A., Imbrie J., Hays J., Kukla G., Saltzman B. (eds) Milankovitch and climate. Reidal, Dordrecht, The Netherlands, 3-39.

Berger A. 1987. Long-term variations of caloric insolation resulting from the earth's orbital elements. Quat. Res. 9, 139-167.

Catalano R., Doglioni C., Merlini S., 2001. On the Mesozoic Ionian Basin. Geophys. J. Int., 144, 49-64.

DeMenocal P., Ortiz J., Guilderson T., Adkins J., Sarnthein M., Baker L., Yarusinsky M., 2000. Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing. Quat. Sci. Rev. 19, 347-361.

Flugel E. (1972). Mikrofazielle Untersuchungen in der Alpinen Trias. Methoden and Probleme. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud, 21, 9-64.

Griffin D. L. 2002. Aridity and humidity: two aspects of the late Miocene climate of North Africa and the Mediterranean. Palaeog. Palaeocl. Palaeoec., 182, 65-91.

Haq B., Hardenbol J., Vail P. 1987. Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. Sci. 235, 1156-1167.

Hay W.W., DeConto R.M., Wold C.N., 1997. Climate: Is the past the key to the future? Geol. Rundsch. 86, 471-491.

IGCP Project No. 369. Comparative evolution of Peritethyan Rift Basins. Internet site: http://www-sst.unil.ch/igcp_369/igcp369_plates.htm.

IGRS-IFP, 1966. Etude gélogique de l'Epire (Gréce nordoccidentale). Ed. Technip, Paris, 306p.

Imbrie J & Imbrie J.Z. 1980. Modelling the climatic response to orbital variations. Sci. 107, 943-953.

Karakitsios V. & Pomoni-Papaioannou F. 1998. Sedimentological study of the triassic solution-collapse breccias of the Ionian zone (NW Greece). Carbonates and Evaporites, 13, 207-218.

Kutzbach J. E. & Liu Z. 1997. Response of the African Monsoon to Orbital Forcing and Ocean Feedbacks in the Middle Holocene. Sci., 278, 440-443.

Pomoni-Papaioannou F. 1980. Genesis-Diagenesis of Triassic Breccia and nodular gypsum of Epirus, IGME, Mineralogical and Petrografical Research, 2.

Pomoni-Papaioannou, F., 1985. The sedimentology and depositional environment of the Triassic dolomite-gypsum facies of western Greece. 6th Eur. Reg. Meet. Int. Ass. Sed., 367-368.

Trichet J., Defarge C., Tribble J., Tribble G., Sansone F. 2001. Christmas Island lagoonal lakes, models for the deposition of carbonate-evaporite-organic laminated sediments. Sed. Geol., 140, 177-189.

Velaj T., Davison I., Serjani A., Alsop I. 1999. Thrust tectonics and the Role of Evaporites in the Ionian Zone of the Albanides, AAPG Bulletin, 83, 1408-1425.

Wilson J.L. (1975). Carbonate Facies in Geologic History. Berlin-Heidelberg-New York (Springer), 471p.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

GENESIS AND PHYSICAL CHARACTERISTICS OF THE NEOGENE RED BEDS FROM THE CEDAR HILLS OF THESSALONIKI, MACEDONIA, GREECE

Tsirambides A.
Department of Mineralogy-Petrology-Economic Geology, School of Geology, A.U.Th., Thessaloniki 541 24, ananias@geo.auth.gr

ABSTRACT

The genesis and the physical characteristics of the Neogene red beds of the cedar hills surrounding Thessaloniki are studied in this paper. The peri-urban forest, which covers these hills, has a 3,022 ha area. The topographic relief is smooth and is divided in eight small drainage basins, tapped through small creeks. The elevation of the surrounding hills varies between 85 and 560 m. The dominant land slopes vary between 20 and 55%. All the samples are coarse grained, poorly sorted and friable and present earthy lustre and red colour because of the extensive presence of iron oxides. Angular to sub-angular rock fragments derived from the metamorphic bedrock are very common. Petrographically, the studied red beds belong to the clayey sands. The extended presence (41-66%) of coarse silt and sand size grains (>20 μm) in the samples suggests a mild intensity of in situ weathering of the bedrock. X-ray diffraction analysis of the coarsest fractions 250-20 μm and 20-2 μm revealed in decreasing abundance the presence of quartz, feldspars, epidote, micas, chlorite, pyroxenes, amphiboles, and talc. These fractions contain the 2M polytype of mica, while in the fraction <2 μm the $1M_d$ polytype of illite predominates. In the clay fraction (<2 μm) illite, smectite, and chlorite predominate. The presence of mixed-layer minerals is limited, testifying the almost complete character of hydrolysis of the primary minerals. The formation of red beds took place on low relief land under alternating wet and dry seasons, which prevail in the eastern Mediterranean region since Neogene. The clay minerals are the in situ weathering products of the primary minerals of the greenschists, gneisses and gabbros predominating in the studied area. The extensive presence of clay size grains (11-26%) in the samples, their poor sorting, and their sub-angular morphology, indicate that the red beds are texturally immature. In addition, the abundance of feldspars and Fe-Mg minerals reflects mineralogical immaturity. The low relief and the long-lasting tectonic stability in the Thessaloniki district were essential for the significant thickness of the red beds. The oxygen isotope data of the <0.2 μm fraction (+18.2 to +18.8‰) confirm the pedogenic origin of the clay minerals present. The red beds studied present low plasticity with liquid limit (W_l) 26.9 to 33.4% and plasticity index (I_p) 9.1 to 17.3%. In addition, they have high consolidation index (I_c) values (1.03 to 2.28). The swelling potential is low to medium and the activity varies between 0.5 and 1.0. The consolidation and induration degree of the samples analyzed is low, because of the great range of their mineralogical composition and the mild conditions of pressure and temperature to which they have been submitted. The studied red beds are not considered problematic for the foundation of various constructions on them.

1 INTRODUCTION

Red beds are sedimentary strata deposited on land under a strongly oxidizing environment. They may be composed of breccias, sandstones, silts and clays and are predominantly red in colour due to the presence of ferric oxide (mainly tiny hematite crystals), which coat individual grains. The main source of iron in the pigment is the in-place alteration of iron-rich primary minerals such as amphiboles, pyroxenes, chlorites, epidote, micas, etc. (Walker 1976).

In middle latitude regions mild temperatures, rainfall ranging from 50 to 100 cm/year, and chemical weathering predominate (Chamley 1989). The resulting soils typically exhibit a brown col-

our that tends to become reddish in the warmer areas (i.e. red Mediterranean soils). In the sub humid region of the Mediterranea, degradation is moderate. In lowland areas, where the rainfall is between 30 and 50 cm/year, the ions removed from primary silicates during humid seasons are reconcentrated during dry seasons giving genesis to smectitic minerals (Paquet & Millot 1972).

Unweathered minerals in soil profiles developed on igneous rocks undergo no appreciable oxygen isotope exchange with meteoric water in the weathering environment (Lawrence & Taylor 1972). Thus, $^{18}O/^{16}O$ ratios may be used to distinguish diagenetic or pedogenic from detrital mineral phases because the latter originating from igneous and metamorphic rocks often present lower such ratios than most minerals formed at low temperatures (Hoefs 1980).

Swelling of clayey soils upon exposure to moisture causes extensive damage to various constructions when they are built on such materials. The extent of swelling depends mainly on geological characteristics and engineering properties (i.e., clay content and mineralogy, water content, Atterberg limits, specific gravity, etc.). Recent studies have shown that the swelling potential of clayey sediments is greatly affected by their geological characteristics (Sarman 1991, Xeidakis 1996, Hossain et al. 1997, Shakoor & Sarman 1997). The theoretical model of Shuai and Fredlund (1998) may greatly assist in the prediction of in situ total heave or collapse, the in situ swelling pressure and the rate of swell or collapse of the soils. However, given the variability of geological materials and the swell potential techniques data, the prediction of ground heave is extremely difficult.

This study considers the mineralogical composition and the physical characteristics of the red beds of the cedar hills of Thessaloniki. Using a variety of petrographic, mineralogical, oxygen isotope, and geotechnical techniques it is attempted to elucidate the processes through which these red beds were formed and to evaluate the precautions which must be considered prior to construction on such clayey materials, which may stress and swell or shrink extensively.

2 GEOLOGICAL AND TOPOGRAPHIC SETTING

The peripheral hilly area of Thessaloniki belongs to the Chortiatis unit of the Circum - Rhodope geotectonic zone. The lower parts of this unit consist of Permo - Triassic metamorphic rocks (i.e. gneisses, greenschists, phyllites, sericite- chlorite- actinolite- schists, marbles, and quartzites). The upper parts consist of Triassic - Jurassic sediments (i.e. cherts and limestones). In addition, ophiolitic bodies with basic and ultrabasic rocks (i.e. gabbros, diorites, pyroxenites, and peridotites) are very common. Neogene red beds, ranging in thickness from a few centimetres to 15 meters, cover parts of the above formations (Fig. 1) (Sapountzis 1969, I.G.M.R. 1978a, 1978b).

Sapountzis (1969) studied the greenschists of Thessaloniki and distinguished six petrographic types on the basis of abundance of diagnostic minerals such as quartz, albite, chlorite, and epidote, as well as sericite and amphiboles.

The peri-urban forest of Thessaloniki, which covers the north eastern hills, has a 3,022 ha area. The topographic relief is smooth and is divided in eight small drainage basins, tapped through small creeks. They flow into Thermaikos Gulf through large cement pipes. The elevation of the surrounding hills varies between 85 and 560 m. The dominant land slopes vary between 20 and 55% (Grammatikopoulos & Tourlakidis 1997).

3 MATERIALS AND METHODS

The red beds studied extend over an area of about 5 km^2 (Fig. 1). Eight samples were collected from well-exposed red bed outcrops with thickness up to 15 m and were analyzed in detail using petrographic and X-ray diffraction (XRD) techniques. Prior to mineralogical analysis samples were dried overnight in an oven at about 65°C and then were disaggregated by use of an agate mortar and pestle. Disaggregation was done gently in order to retain, to the extent possible, the intrinsic grain sizes of the samples. A 20 g split of the <2 mm fraction of each sample was subjected to the following chemical treatments (Jackson 1979) to remove the non-silicate phases: 1N sodium acetate-acetic acid buffer solution (pH = 5.0) for carbonate removal; 30% H_2O_2 for organic matter and Mn-oxides removal; and 0.3M sodium citrate-1M $NaHCO_3$ buffer solution (pH = 7.3), to which 4 g of $Na_2S_2O_4$ were added during digestion in a water-bath at 75-80°C, to remove free Fe-oxides and

interlayer Fe- and Al-hydroxides. The above treatments are known not to affect $\delta^{18}O$ values of clays (Girard & Fouillac 1995).

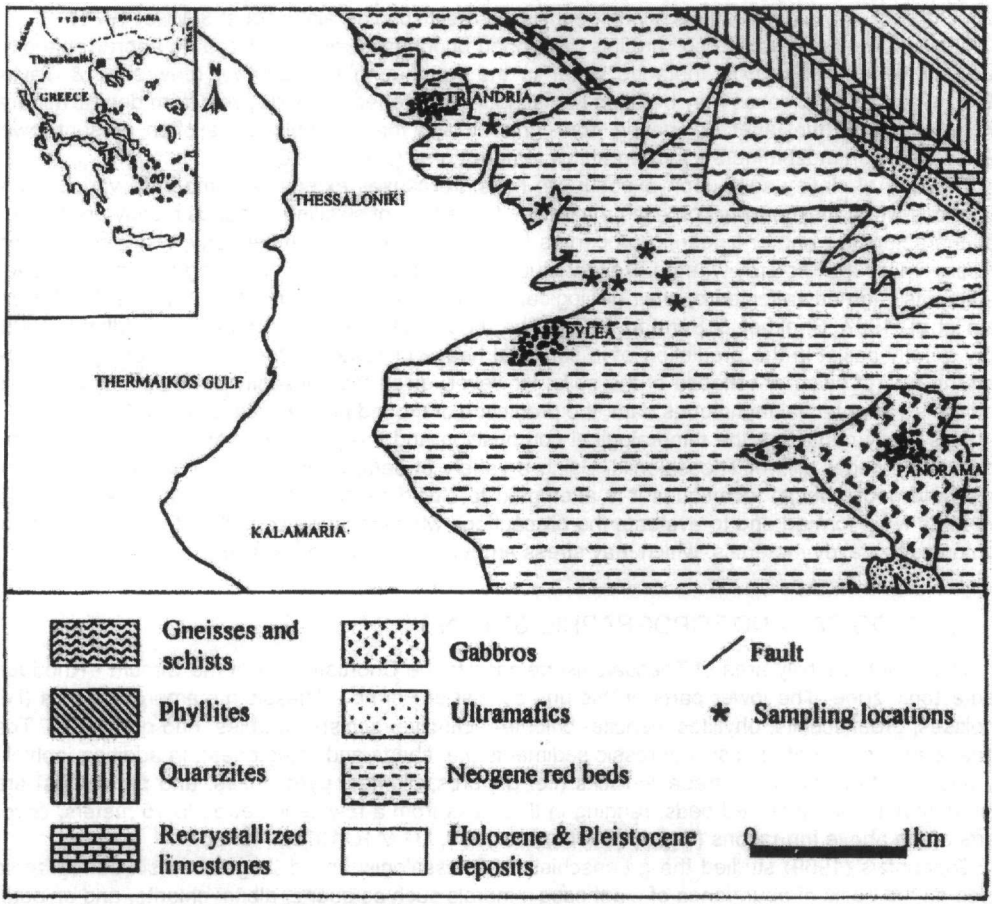


Fig. 1. Lithologic sketch map of the cedar hills of Thessaloniki.

The cleaned residues were separated into four consecutive size fractions (>250, 250-20, 20-2 and <2 μm) by sieving, gravity settling, and centrifugation, were dried overnight in an oven at about 65°C and were weighed. X-ray diffraction was performed on a Philips diffractometer with Ni-filtered CuK_α radiation. Both randomly oriented samples and samples with preferred orientation were scanned over the interval 3 to 43° 2θ at a scanning speed 1° per minute. Some samples were re-analyzed after glycolation and after heating at 550°C for 2.5 hours. Semi-quantitative estimates of the amounts of quartz, plagioclase, orthoclase and total clays, as well as of the amphibole, pyroxene, epidote and talc, are based on peak heights and intensity factors on XRD patterns of randomly oriented powder samples, using the methods of Schultz (1964) and Cook et al. (1975), respectively. XRD patterns taken from preferentially oriented and glycolated samples were used for the semi-quantitative estimation of clay mineral phases using specific reflections and intensity factors (Moore & Reynolds 1997).

Oxygen isotope analyses were made on 10-15 mg splits of some size fractions. The structural oxygen was liberated by reaction with BrF_5 at about 575° C and converted to CO_2 for mass spectrometric analysis (Clayton & Mayeda 1963). Oxygen isotope ratios were measured using a double collecting mass spectrometer. Analytical uncertainty on $\delta^{18}O$ determinations is estimated to be ±0.2‰. Results are reported in δ-notation as per mil deviations from the SMOW standard. The measured δ-values were related to SMOW through repeated analyses of the National Bureau of

Standards (NBS) No 28 quartz standard for which the internationally admitted value is +9.64‰ SMOW according to Coplen et al. (1983).

Atterberg limits (liquid limit, W_l and plasticity limit, W_p) were determined for a total of seven red bed samples. Measurements were performed on untreated bulk samples according to the ASTM D 4318 (1993) standard test method at the laboratory of Public Works, District of Central Macedonia. These parameters allow the calculation of the plasticity index (I_p) and the consolidation index (I_c), which are useful indicators of the mechanical/ rheological properties of the rocks.

4 RESULTS

4.1 Petrography

All the samples are coarse grained, poorly sorted and friable and present earthy lustre and red colour because of the extensive presence of iron oxides (mainly hematite). Red pigment most often forms in situ from alteration of Fe-Mg minerals (Walker 1976). Angular to sub-angular rock fragments derived from the metamorphic bedrock are very common. According to the Unified Soil Classification System (ASTM D 2487, 1985) the studied red beds belong to the clayey sands (group symbol SC). For all samples the amount of grains passing the No 200 (75 μm) sieve is <50% and their liquid limit (W_l) is <50% (Tab. 1).

Table 1. Physical characteristics of the samples analyzed.

Sample[1]	Sand %	Silt %	Clay %	Class[2]	W_l %	W_p %	I_p %	W %	I_c
$R1_1$	55	28	17	SC	28.1	17.0	11.1	5.0	2.08
$R2_{1.5}$	56	26	18	SC	28.3	17.5	10.8	7.8	1.90
$R3_2$	61	24	15	SC	27.4	16.9	10.5	7.1	1.93
$R4_1$	52	26	22	SC	31.0	17.4	13.6	9.6	1.57
$R5_3$	63	21	16	SC	26.9	17.8	9.1	6.1	2.28
$R6_1$	54	26	20	SC	31.6	16.0	15.6	13.5	1.16
$R7_{3.5}$	60	15	25	SC	33.4	16.1	17.3	15.5	1.03

[1] R1 to R7 are collecting sites; indexes denote depth below the surface (in meters).
[2] SC = clay sand.
W_l = liquid limit; W_p = plasticity limit; I_p = plasticity index (W_l-W_p); W = water content; I_c = consolidation index [(W_l-W)/I_p].

Grain size distribution of the samples is given in table 2. The average amount of the sum carbonates + organic matter + iron oxides and iron- and aluminum hydroxides is low (5-13%), indicating an environment of high oxidation potential (Eh) during the weathering processes (Degens 1967). The extended presence (41-66%) of coarse silt and sand size grains (>20 μm) in the samples suggests a mild intensity of in situ weathering of the bedrock.

Table 2. Grain size distribution (wt. %) of the samples analyzed.

Sample	COI[1]	>250 μm	250-20 μm	20-2 μm	<2 μm
$R1_1$	8	19	32	19	22
$R2_{1.5}$	13	14	36	17	20
$R3_2$	8	26	37	14	15
$R4_1$	12	30	26	14	18
$R5_3$	5	45	21	18	11
$R6_1$	10	16	28	20	26
$R6_9$	13	9	34	24	20
$R7_{3.5}$	10	5	36	23	26

[1] Total percentage (by difference) of carbonates + organics + Fe oxides and Fe- and Al- hydroxides. Other symbols as in Table 1.

4.2 X-ray mineralogy

The results of XRD analysis of sample size fractions are given in tables 3 and 4 and representative XRD patterns are shown in figure 2. The dominant minerals present in decreasing abundance

in the two coarsest fractions 250-20 and 20-2 μm are quartz, feldspars (plagioclase + orthoclase), epidote, micas, chlorite (+vermiculite + kaolinite), pyroxenes, amphiboles, and talc. In the clay fraction, illite, smectite (+illite/smectite), and chlorite (+vermiculite+kaolinite) predominate. The two coarsest fractions contain the 2M polytype of mica, while in the fraction <2 μm the $1M_d$ polytype of illite predominates according to diagnostic reflections for mica polytypes of Moore & Reynolds (1997).

Table 3. Mineralogical composition (wt. %) of the size sub-fractions (in μm) analyzed.

Sample	Size	Q	Pl	Or	Am	Px	Ep	T	T.cl	I	S	Ch
$R1_1$	250-20	64	17			2	4		13			
	20-2	36	10	8		4	3	4	35			
	<2									62	15	23
$R2_{1.5}$	250-20	52	23		5		4		16			
	20-2	30	17	10	9	4	4		26			
	<2									56	16	28
$R3_2$	250-20	54	12	5	5		3		21			
	20-2	29	12	11		4	6		38			
	<2									56	20	24
$R4_1$	250-20	47	32		3		3	tr	15			
	20-2	29	13	8	7	4	4	4	31			
	<2									62	16	22
$R5_3$	20-2	30	16	10		4	4		36			
	<2									61	24	15
$R6_1$	20-2	35	12	11		3	3	4	32			
	<2									73		27
$R6_9$	20-2	26	14	9		4	3	4	40			
	<2									65	15	20
$R7_{3.5}$	20-2	24	20	9			5		42			
	<2									31	27	42

Q = quartz, Pl = plagioclase, Or = orthoclase, Am = amphibole, Px = pyroxene, Ep = epidote, T = talc, T.cl = total clays, I = illite, S = smectite (+I/S), Ch = chlorite (+vermiculite+ kaolinite). Other symbols as in Table 1.

Upon heating the glycolated samples at 550°C for 2.5 hours, the first order reflection, which coincides with chlorite, vermiculite and smectite, increased in intensity and shifted to 13.9 Å indicating the presence of chlorite (Fig. 2).

Table 4. Mineralogical (wt. %) and oxygen isotope (‰) composition of clay fractions (in μm) analyzed.

Sample	Size	I	S	Ch	$\delta^{18}O$
$R1_1$	5-1				+10.0
	1-0.2				+12.2
	<0.2	43	18	39	+18.8
$R2_{1.5}$	5-1				+9.6
	1-0.2				+10.7
	<0.2	37	35	28	+18.2
$R3_2$	5-1				+9.5
	1-0.2	79	6	15	+11.5
	<0.2	39	38	23	+18.2
$R4_1$	5-1				+9.3
	1-0.2	78	7	15	+11.1
	<0.2	48	30	22	+18.2

Symbols as in Tables 1 and 3.

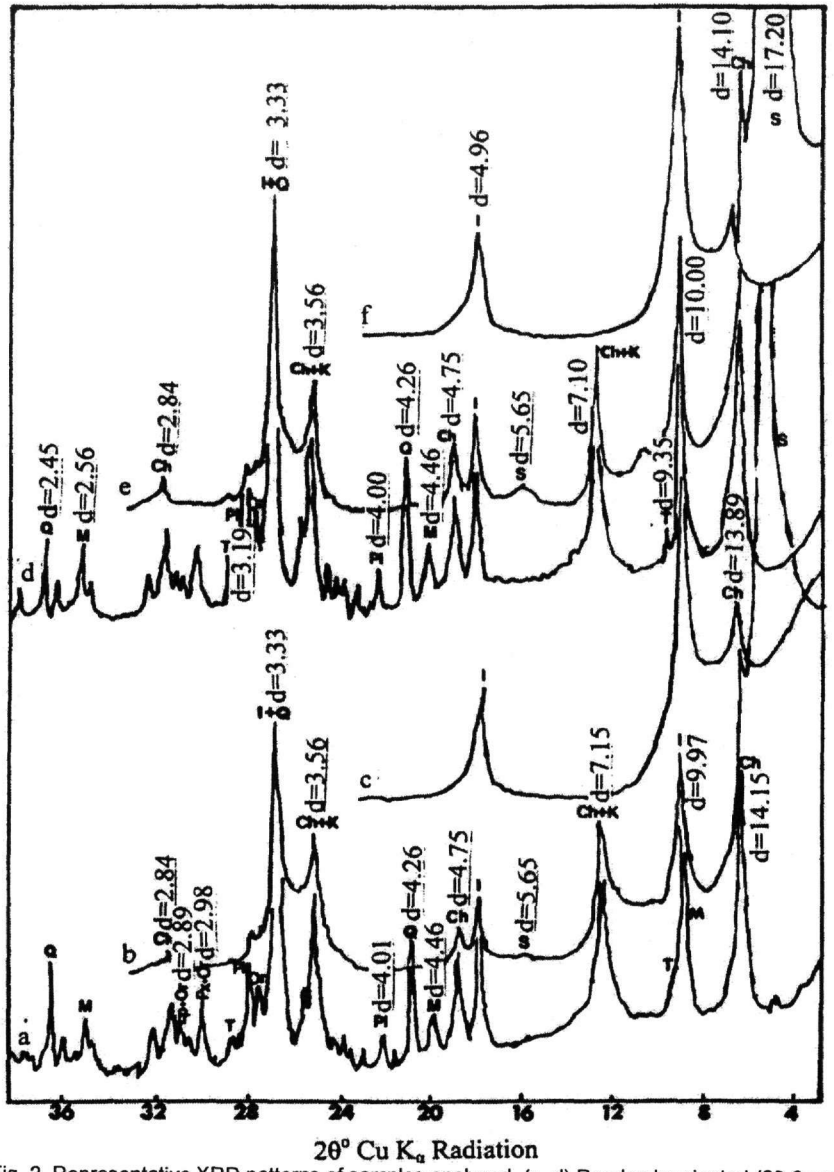


Fig. 2. Representative XRD patterns of samples analyzed. (a, d) Randomly oriented (20-2 μm); (b, e) ethylene-glycolated (<2 μm); (c, f) heated at 550°C (<2 μm). M = mica. Other symbols as in Table 3.

4.3 Isotopic analysis

The isotopic composition of separates of some sample size fractions is shown in table 4. The most significant trend is the increase in $\delta^{18}O$ values as the grain size decreases. The <0.2 μm fraction, which consists entirely of illite, smectite, and chlorite, presents the highest $\delta^{18}O$ values (+18.2 to +18.8‰). These values are within the range of $\delta^{18}O$ values commonly exhibited by clay minerals of pedogenic origin. Tsirambides & Michailidis (1999) studied the vermiculitized micas in the ultramafic rocks in the adjacent area of Askos, which belongs to the same geotectonic zone, and they found $\delta^{18}O$ values ranging from +5.0 to +17.9‰, with the higher values corresponding to the <2 μm clayey fraction as in this study.

4.4 Swelling characteristics

The red bed samples present low plasticity with liquid limit (W_l) 26.9 to 33.4% and plasticity index (I_p) 9.1 to 17.3% (Tab. 1). In addition, they have high consolidation index (I_c) values, which range from 1.03 to 2.28.

The plasticity index (I_p) of the red bed samples is plotted against clay fraction on the expansive clay classification chart (Van der Merwe 1975) in figure 3. It indicates that the swelling potential of the Thessaloniki red beds is low to medium (reflecting their rather low content in smectites), while their activity varies between 0.5 and 1.0.

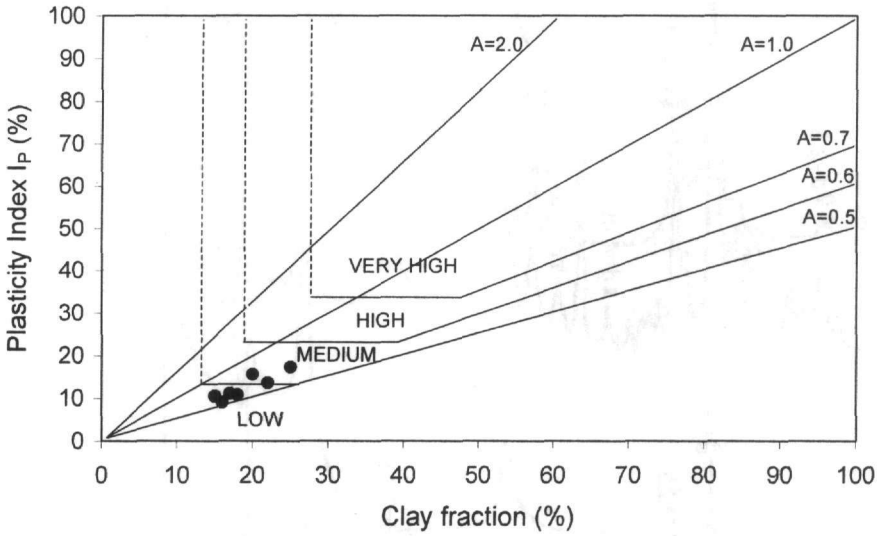


Fig. 3. Swelling potential evaluation of the studied red beds on expansive clay classification chart (after Van der Merwe 1975). A = activity.

5 DISCUSSION

5.1 Genesis

The formation of red beds may take place on low relief land under alternating wet and dry seasons. Such conditions prevail in the eastern Mediterranean region since Neogene (Nairn 1961). Even nowadays, in this area the climate is semi-arid with dry summers and mild winters.

In the poorly drained lowland of the studied area mean annual air temperature is 15.6° C, mean annual humidity 67%, and mean annual rainfall 45 cm (Grammatikopoulos & Tourlakidis 1997). The most likely source materials for the formation of the studied red beds are feldspars, micas, and various Fe-Mg silicates, which are primary constituents of the metamorphic and ultramafic rocks predominating in the studied area. Dissolved ions liberated during the wet seasons are reconcentrated in the dry seasons participating in the formation of clay minerals. Most of the illite, smectite, and chlorite present were formed in situ by the weathering of the above primary minerals of the bedrock, especially greenschists, gneisses and gabbros. The presence of mixed-layer minerals in the red beds is limited, testifying the almost complete character of hydrolysis of the primary minerals.

The extensive presence of clay size grains (11-26%) in the samples, their poor sorting and their sub-angular morphology indicate that the red beds studied are texturally immature. The abundance of feldspars and Fe-Mg minerals also reflects mineralogical immaturity.

The low relief and the long-lasting tectonic stability in the Thessaloniki district were essential for the significant thickness of the red beds. In addition, the extended presence of clay minerals in the red beds confirms low intensity leaching.

The oxygen in the clay minerals of pedogenic origin, particularly in soils from mid and high latitudes, is generally richer in ^{18}O than in igneous rocks (Lawrence & Taylor 1972, Savin & Hsieh 1998). Clays and related minerals formed as weathering products approach isotopic equilibrium with the environment in which they are formed. On the other hand, as Savin (1980) pointed out, chemically and mineralogically unaltered parent materials remain isotopically unaltered in the weathering environment.

The oxygen isotope composition of the samples studied (+9.3 to +18.8‰) indicates that the weathering products from the parent material retained the isotopic composition they had in the parent rock. Also, Lawrence & Taylor (1972) found that weathering had very little effect on the hydrogen and oxygen isotopic composition of the shales until it proceeded to great extent (i.e. obvious clay minerals alteration).

5.2 Physical characteristics and implications

The swelling characteristics of expansive clays depend on numerous factors making the prediction of volume change and swelling pressure difficult. With higher content in grey-green clay (especially smectite), higher liquid limit (W_l) and plasticity index (I_p) values are taken. According to Hossain et al. (1997) grey-green clays with liquid limit <120% and particularly at low moisture content, present higher values of swelling percentage and pressure.

The consolidation and induration degree of the samples analyzed is low, because of the great range of their mineralogical composition and the mild conditions of pressure and temperature to which they have been submitted. The consolidation index (I_c) is lower in the samples with higher water content.

Finally, the red beds studied present low to medium swelling potential and activity between 0.5 and 1.0 (Fig. 3).

These materials should not be expected to cause major problems for the foundation of various constructions on them, such as the case of the National Ring Road of Thessaloniki.

6 CONCLUSIONS

The Neogene red beds of Thessaloniki formed on low relief land and under alternating wet and dry seasons. Their clay mineral constituents are in situ weathering products of the primary minerals of the greenschists, gneisses and gabbros predominating in the studied area. The red beds are texturally and mineralogically immature. The low relief and the long-lasting tectonic stability in the Thessaloniki district were essential for the significant thickness of the red beds. Oxygen isotope data confirm the pedogenic origin of the clay minerals present. The red beds studied present low to medium swelling potential and should not be problematic for the foundation of various constructions on them, such as in this case the National Ring Road of Thessaloniki.

ACKNOWLEDGEMENTS

The author is indebted to Professor S. Savin, Department of Geological Sciences, Case Western Reserve University, Cleveland, Ohio, where the isotope analyses were carried out. The manuscript benefited by J-P Girard, Head of Isotope Geochemistry Unit, BRGM, Paris to whom he is very grateful.

REFERENCES

American Society for Testing & Materials 1985. D 2487, Classification of Soils for Engineering Purposes, Annual Book of ASTM Standards, v. 04.08, 395-408.

American Society for Testing & Materials 1993. D 4318, Test Method for Liquid Limit, Plasticity Limit, and Plasticity Index of Soils, Annual Book of ASTM Standards, v. 04.08, 488-496.

Chamley H. 1989. Clay Sedimentology. Springer-Verlag, Berlin, 663pp.

Clayton R.N. & Mayeda T.K. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. Geochim. Cosmochim. Acta, 27, 43-52.

Cook H.E., Johnson P.D., Matti J.C. & Zemmels I. 1975. Methods of sample preparation and X-ray diffraction data analysis. Initial Reports, Deep Sea Drilling Project, 28, 999-1007.

Coplen T.B., Kendall C. & Hopple J. 1983. Comparison of stable isotope reference samples. Nature, 302, 236-238.

Degens E.T. 1967. Diagenesis of organic matter. In: Diagenesis in Sediments, Larsen G. & Chilingar G.V. eds, p. 343-390, Elsevier, New York, 551pp.

Girard J.-P. & Fouillac A.M. 1995. Geochimie isotopique de l'oxygène et de l'hydrogène des argiles: Application aux domaines diagénétique et géothermique. Bull. Centre Recherche Explor. Prod. Elf-Aquitaine, 19(1), 167-195.

Grammatikopoulos G. & Tourlakidis Ch. 1997. Final study of reforesting - vegetation improvement of burned peri-urban forest of Thessaloniki. Dept. of Reforesting, District of Central Macedonia, Thessaloniki. Unpublished report, 164pp. (in Greek).

Hoefs J. 1980. Stable Isotope Geochemistry, 2nd edn. Springer-Verlag, Berlin, 208pp.

Hossain D., Matsah M.I. & Sadaqah B. 1997. Swelling characteristics of Madinah clays. Quart. J. Eng. Geol., 30, 205-220.

Institute of Geological & Mining Research 1978a. Thermi Sheet, Athens, Scale 1:50,000.

Institute of Geological & Mining Research 1978b. Thessaloniki Sheet, Athens, Scale 1:50,000.

Jackson M.L. 1979. Soil Chemical Analysis - Adv. Course, 2nd edn. 11th printing, Madison, WI, 895pp.

Lawrence J.R. & Taylor M.P., Jr. 1972. Hydrogen and oxygen isotope systematics in weathering profiles. Geochim. Cosmochim. Acta, 36, 1377-1393.

Moore D.M. & Reynolds R.C., Jr. 1997. X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals, 2nd edn. Oxford Univ. Press, New York, 378pp.

Nairn A. 1961. Descriptive Palaeoclimatology. Interscience, New York, 560pp.

Paquet H. & Millot G. 1972. Geochemical evolution of clay minerals in the weathered products and soils of Mediterranean climates. Proc. Inter. Clay Conf., Madrid, 199-206.

Sapountzis E. 1969. Petrography and geological setting of greenschists of Thessaloniki. Ph.D. thesis, Aristotle Univ., Thessaloniki, 124pp. (in Greek with English summary).

Sarman R. 1991. A Multiple Regression Approach to Predict Swelling in Mudrock. Ph.D. thesis, Kent State Univ., Kent, OH, 365pp.

Savin S.M. 1980. Oxygen and hydrogen isotope effects in low-temperature mineral-water interactions. In: Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Fritz P. & Fontes J.C. eds, p. 283-327, Elsevier, Amsterdam, v. 1, 545pp.

Savin S.M. & Hsieh J.C.C. 1998. The hydrogen and oxygen isotope geochemistry of pedogenic clay minerals: principles and theoretical background. Geoderma, 82, 227-253.

Schultz L.G. 1964. Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre Shale. US Geol. Surv. Sp. Paper, 391-C, 33pp.

Shakoor A. & Sarman R. 1997. Significance of Geological Characteristics in Predicting the Swelling Behavior of Mudrocks. Assoc. Eng. Geol. Sp. Publ., 9, 123-137.

Shuai F. & Fredlund D.G. 1998. Model for the simulation of swelling-pressure measurements on expansive soils. Can. Geotechn. J., 35, 96-114.

Tsirambides A. & Michailidis K. 1999. An X-ray, EPMA, and oxygen isotope study of vermiculitized micas in the ultramafic rocks at Askos, Macedonia, Greece. Appl. Clay Sci., 14, 121-140.

Van der Merwe D.H. 1975. Contribution to specialty session B, current theory and practice for building on expansive clays. Proc. 6th Regional Conf. for Africa on Soil Mechanics and Foundation Engin., Durban, v. 2, 166-167.

Walker T.R. 1976. Diagenetic origin of continental red beds. In: The Continental Permian in Central, West and South Europe, Falke H. ed, p. 240-282, Reidel, Dordrecht, 360pp.

Xeidakis G.S. 1996. Stabilization of swelling clays by $Mg(OH)_2$. Factors affecting hydroxy-Mg-interlayering in swelling clays. Eng. Geol., 44(1-4), 93-106.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

GRAIN SIZE STATISTICAL PARAMETERS AND PALAEOFLOW VELOCITY MEASUREMENTS OF THE TERTIARY PINDOS FORELAND BASIN TURBIDITES

Vakalas I., Ananiadis G., Kontopoulos N. and Zelilidis A.
Laboratory of Sedimentology, Department of Geology, University of Patras, 26500, Rio, Patras, Greece, ivakalas@upatras.gr, gananiad@upatras.gr, Kontopou@upatras.gr, a.zelilidis@upatras.gr

ABSTRACT

Pindos foreland is a tertiary turbiditic basin fill trending parallel to the external Hellenides (Aubouin, 1959). The basin is bounded to the east by the Pindos thrust and to the west by the Ionian thrust. Apart of these two major thrusts, minor thrusts separate the basin into linear narrow sub-basins, trending also parallel to the basin axis.

For the grain size statistical analysis 35 sandstone samples were collected from sandstone beds in three sections: Metsovo, Amphilochia and Palaiopyrgos. The thickness of the beds ranges from 8 to 25 cm, and comprise Ta, Tb and Tc Bouma sequence subdivisions. The samples were smashed in small pieces and then they were disaggregated using acetic acid solution. Then the samples were washed with deionized water and prepared for sieve analysis. The results of the sieve analysis were plotted in grain size cumulative diagrams in order to estimate the statistical parameters. Sorting, skewness and kyrtosis were calculated and also the samples were plotted in CM, FM and LM diagrams (Passega, 1957; Passega, 1964) The palaeoflow velocity measurements were estimated using Komar's model (1985).

The results of the above analysis provided the following conclusions: a) Sorting values are decreasing at the top of Metsovo and Palaiopyrgos sections indicating an increase of the sediments immaturity. b) The asymmetry values range from positive to very positive with a trend to increase at he top in the sections of Metsovo and Amphilochia, which shows a dominance of the coarser fraction in the selected samples, c) C-M, F-M, L-M affirms that the sediment was transported to the deeper parts of the basin by turbidity currents.

Mean flow velocities at the time of deposition range between 1,86 and 26,59 cm/sec. These values are very much in agreement with those proposed for low-density turbidity currents (<25cm/sec) (Nelson and Nilsen, 1984). A similar velocity range is refereed also by Avramidis (1999) who studied the turbidites of the Middle Ionian zone. In Metsovo and Palaiopyrgos mean flow velocity values increase towards the top of the stratigraphy.

I GEOLOGICAL SETTING

The study area is part of the Pindos foreland (Underhill, 1985) and comprises Epirus, Akarnania and NW Peloponnesus regions. Pindos foreland is a tertiary turbiditic foreland basin fill trending parallel to the external Hellenides and occupies Gavrovo and Ionian isopic zones (Aubouin, 1959). The basin is bounded to the east by the Pindos thrust and to the west by the Ionian thrust. The Gavrovon thrust separates the Gavrovo and Internal Ionian zones. Apart of these major thrusts, two minor thrusts divide the Ionian zone into the internal, middle and external Ionian zone (from east to the west) (IGSR&IFP, 1966).

The accumulation of the turbiditic deposits resulted from the deformation of the external Hellenides which migrated westwards. During this migration the Gavrovo and Ionian zones acted as a foreland basin (Underhill 1985, Brooks et al 1988, Underhill 1989, Clews 1989, Alexander et al

1990, Avramidis 1999). Therefore the turbiditic deposits of Gavrovo and Internal Ionian zones are considered as a uniform genetic system (Jenkins 1979, Alexander et al 1990).

Interpretation of palaeocurrent data and facies distributions (B.P. 1970, Piper et al 1978, Alexander et al 1990) indicates that the provenance of Pindos foreland turbiditic deposits is the Pindos thrust belt to the east. According to Leygh et al (1991) a major source of sediment was located in the area which today represents the gulf of Patras. Flow within the basin was axial (Leygh, 1991).

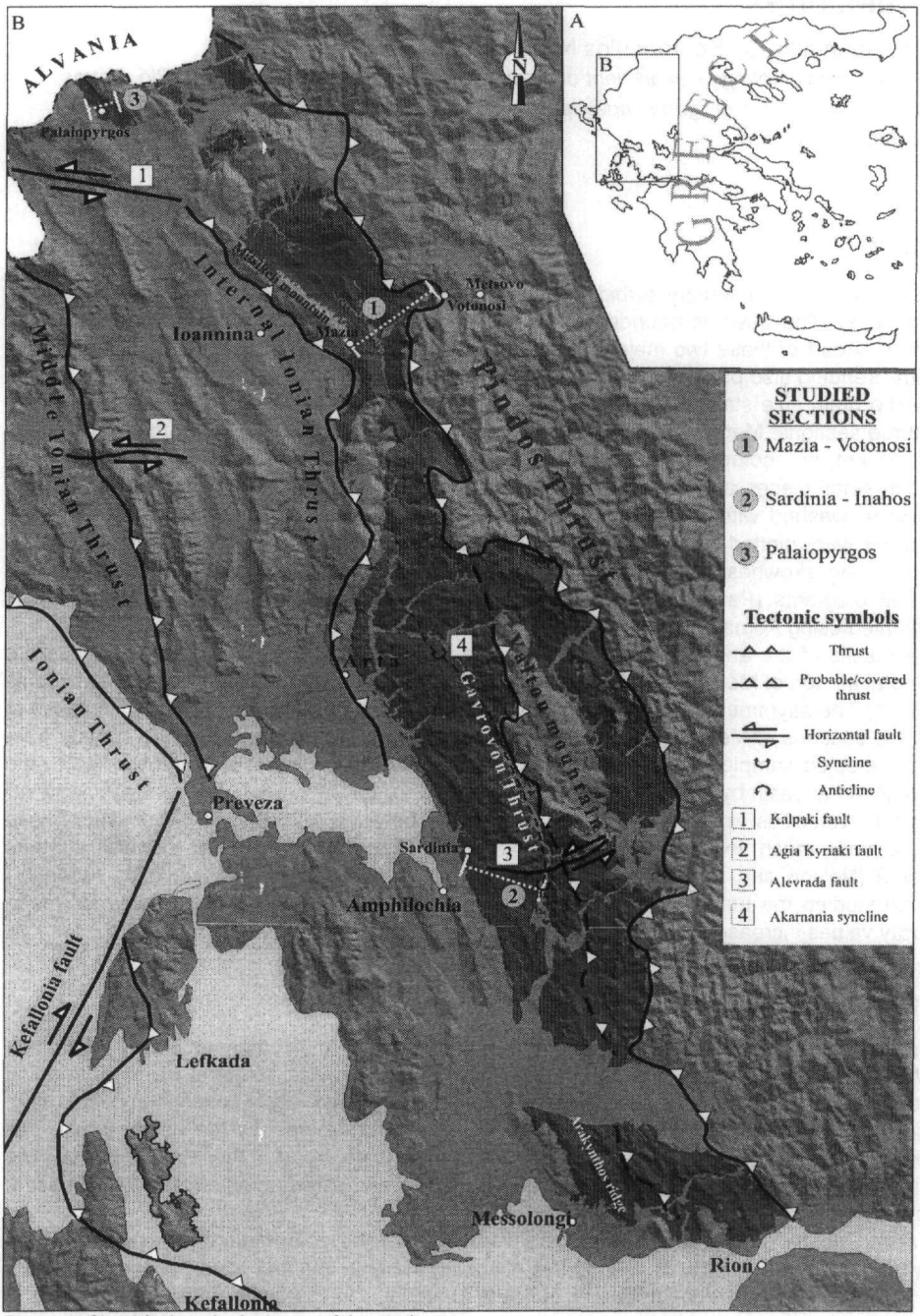


Figure 1: Simplified geological map of the study area.

2 METHODOLOGY

Thirty-five sandstone samples were selected from two major an one minor sections across the Internal Ionian zone turbidites. The first section is located at the national road Ioannina-Metsovo and ranges from Mazia to Votonosi villages. The second section is located to the road Sardinia-Inahos river eastwards of Amphilochia. Eleven and fifteen samples were collected from these two sections respectively. Also, 7 samples were studied originating from turbidite deposits near the Hellenic-Albanian borders. Samples cover a wide range of the exposed stratigraphy, from the base to the top of each section. The average thickness of the sandstone beds that the samples came from was 14.2 cm and the standard deviation 5.1cm. The collected samples were smashed into pieces which diameter doesn't exceeds 5 mm. Smashing force was applied parallel to bedding in order to reduce the destruction of grain's shape, and never were used a grinding motion. A hundred grams from each sample were added to a 30% acetic acid solution and then heated in a heating source at the temperature of 70o C. The use of the acetic acid allows the destruction of the calcite matrix and the release of the grains (disaggragetion). The renewal of the acetic acid solution increased the speed of the chemical reaction. When the boiling stopped, each sample was washed with diionized water three times and put into a new solution of 30% hyperoxide of hydrogene. The solution was again heated until the soluble mean evaporated. The sediment was again washed with diionized water for three times and let to dry. About 85%-100% of each sample was disaggregated using this method (Carver, 1971). Finally grain size distributions were made using sieve and pipette analysis results.

3 GRAIN SIZE STATISTICAL PARAMETERS

Calculation of grain size parameters such as mean, median, sorting, skewness and kyrtosis was based using Folk and Ward (1957) equations. The results for each section are shown at the following tables:

Table 1: Grain size parameters of Ioannina-Metsovo section.

Sample	*Median*	*Mean*	*Sorting*	*Skewness*	*Name*
MB1	3,52	3,53	1,24	0,17	**Silty sand**
MB2	3,87	4,00	1,82	0,27	**Silty sand**
MB3	3,89	3,91	1,62	0,15	**Silty sand**
MB7	3,17	3,42	1,58	0,42	**Silty sand**
MB8	3,32	3,56	1,45	0,41	**Silty sand**
MB9	3,25	3,41	1,84	0,34	**Silty sand**
MB10	2,84	3,14	1,82	0,56	**Silty sand**
MB11	2,89	3,28	2,01	0,52	**Silty sand**
MB12	2,98	3,25	2,02	0,40	**Silty sand**
MB14	**2,78**	**3,11**	**1,94**	**0,49**	**Silty sand**

Table 2: Grain size parameters of Palaiopyrgos section.

Sample	*Median*	*Mean*	*Sorting*	*Skewness*	*Name*
AL7	3,81	3,90	1,07	0,35	**Silty sand**
AL1	4,64	4,87	1,32	0,44	**Silty sand**
AL2	3,94	3,95	1,40	0,21	**Sandy silt**
AL3	3,88	3,88	1,16	0,23	**Silty sand**
AL6	3,58	3,71	1,31	0,36	**Silty sand**
AL4	3,38	3,41	1,74	0,27	**Silty sand**
AL5	**2,85**	**3,15**	**1,99**	**0,36**	**Silty sand**

Table 3: Grain size parameters of Sardinia - Inahos section.

Sample	Median	Mean	Sorting	Skewness	Name
AMF1	2,79	3,10	1,67	0,44	**Silty sand**
AMF3	2,97	3,37	1,79	0,50	**Silty sand**
AMF4	3,89	3,94	1,23	0,20	**Silty sand**
AMF5	2,88	3,06	1,25	0,24	**Silty sand**
AMF6	2,92	3,10	1,54	0,35	**Silty sand**
AMF7	3,93	4,37	1,46	0,73	**Silty sand**
AMF8	3,68	3,94	1,29	0,66	**Silty sand**
AMF9	3,44	3,63	1,22	0,62	**Silty sand**
AMF10	3,77	3,95	1,28	0,62	**Silty sand**
AMF11	3,56	3,70	1,17	0,60	**Silty sand**
AMF12	3,73	4,08	1,30	0,71	**Silty sand**
AMF13	3,63	3,73	1,00	0,58	**Silty sand**
AMF15	3,74	4,13	1,51	0,70	**Silty sand**
AMF17	3,24	3,51	1,33	0,66	**Silty sand**
AMF18	**3,69**	**4,13**	**1,66**	**0,71**	**Silty sand**

According to the above tables it is concluded that:

i. Sorting values range from 1.24 to 2.01 in Ioannina-Metsovo section, 1.00 to 1.79 in Sardinia-Inahos section and 1.07 to 1.99 in Palaiopyrgos section. These values characterize poorly sorted deposits according to Folk & Ward (1957). Also at the upper stratigraphic levels a decrease of sorting in all the sections, which is in consistency with the presence of a more proximal environment at these levels (Vakalas, 2003), were sediments are immature.

ii. Skewness values range from 0.15 to 0.62 in Ioannina-Metsovo section, 0.20-0.73 in Sardinia-Inahos section and 0.21-0.44 in Palaiopyrgos section. According to Folk & Ward (1957) the samples are fine to strongly fine-skewed. Sedimentoligically this skewness indicate that the most abundant size material in the samples is coarse, but some 50% of the material is relatively fine (Excess fine particles) (Friedman & Johnson, 1982). Moreover, the positive skewness is due to the competency of the unidirectional flow of the transporting media where the coarse end of the size frequency curve is "chopped of" (Friedman, 1961, 1962, 1979). Analogous conditions prevail during the turbidity deposition.

4 CM, FM, LM DIAGRAMS

In order to affirm the flow type that transported the sediment to the basin, the samples were plotted at CM, FM and LM diagrams proposed by Passega (1957, 1964).

Almost all of the samples in the CM diagram (figure 2) (C: 1st percentile of the cumulative grain size diagram and M: mean) are plotted at 5 and 7 fields. These fields suggest transportation under a graded suspension regime. Also, these samples are inside or near the field, which corresponds to transportation by turbidity currents.

In F-M and L-M diagrams, F and L axes correspond to the percentage by weight of each sample, which is thinner than 125 and 31 μm respectively. The M axis represents the mean grain size of each sample. The shape of the trend line drawn for each diagram is characteristic for the type of flow, which transports the sediment. In the next figure (figure 3) F-M and L-M diagrams for each section are shown.

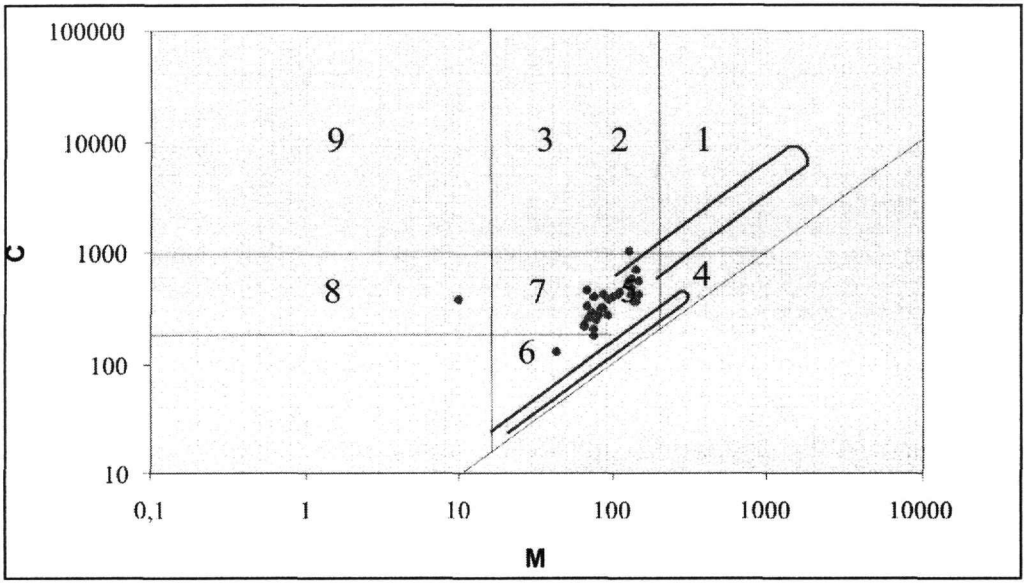


Figure 2: C-M diagram of the examined samples. The bold black curves represent turbidite fields that are proposed by Passega (1957). Turbidite fields were confirmed by Passega who studied turbidite deposits in Apennina (Italy).

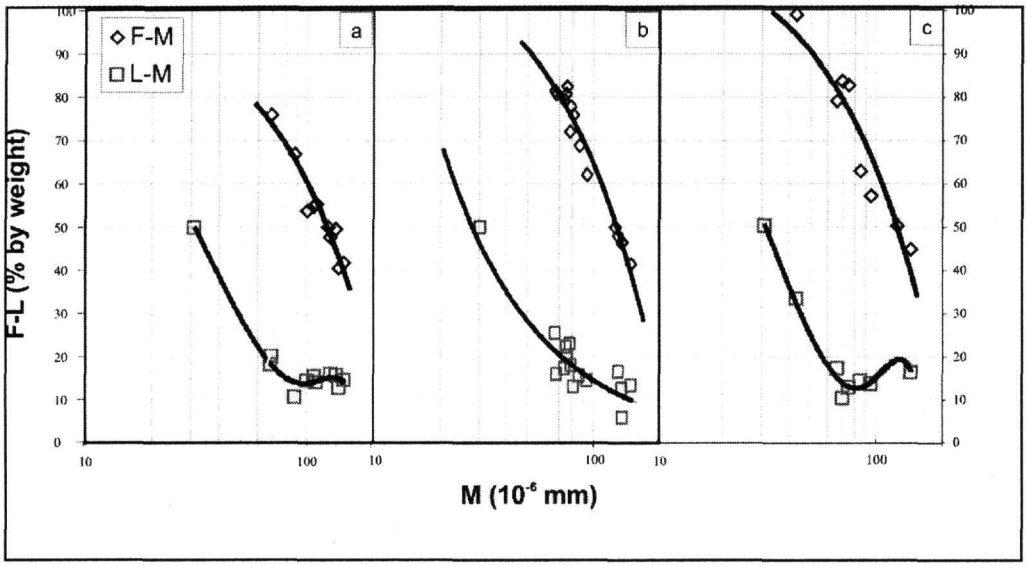


Figure 3: F-M, L-M diagram of the examined samples. The bold black curves represent the trend lines of the examined samples. A) Ioarın'na-Metsovo section B) Sardinia-Inahos section C) Palaiopyrgos section.

5 MEAN FLOW VELOCITY ESTIMATION

The estimation of mean flow velocity during deposition was based at Komar's (1985) hydraulic model. According to this model the mean flow velocity during deposition is given by the following equation (1):

$$\bar{u} = \frac{W_m}{\sqrt{C_f}}$$

where ū is the mean flow velocity during deposition, Wm is the settling velocity of the 50th percentile and C_f is a dimensionless drag coefficient. Cf value is 0.004 as proposed by Komar (1985).

The calculation of settling velocity (Wm) took place at two steps. The first step was the convertion of the grain diameters, which were used in the cumulative grain size diagrams, into settling velocities according to Rubey's formula (1933). The second step was the construction of the cumulative hydraylic curves, based on the scale Psi=-$\log_2$(Wm) proposed by Middleton (1967). Using these curves, by converting Psi_{50} percentile values to settling velocities (Wm), according to Middleton's scale, mean flow velocity can be estimated considering equation 1.

At the following tables (tables 4, 5, 6) mean flow velocity values, as well as sample characteristics such as bed thickness and Bouma divisions are shown. The first row of each table corresponds to the stratigraphically lower sample, while the last to the upper.

Table 4: Mean flow velocity values (ū) in Ioannina-Metsovo section. Bed thickness and Bouma divisions are also shown, as well as the settling velocity (Wm) and the Psi_{50} values of the cumulative hydraulic curves.

Sample	Bed thickness	Bouma Division	Psi(50%)	Wm	©(cm/sec)
MB1	26cm	Ta	0,645	0,64	10,11
MB2	14cm	Tb(8cm), Tc (6cm)	1,420	0,37	5,91
MB3	11cm	Tb(4cm), Tc (7cm)	1,450	0,37	5,79
MB7	20cm	Tb(10cm), Tc (10cm)	-0,047	1,03	16,33
MB8	20cm	Ta?	0,234	0,85	13,44
MB9	9cm	Ta	0,080	0,95	14,96
MB10	15cm	Ta	-0,650	1,57	24,81
MB11	12cm	Ta	-0,563	1,48	23,36
MB12	24cm	Ta(10cm), Tc(14cm)	-0,475	1,39	21,98
MB14	**9cm**	**Ta**	**-0,750**	**1,68**	26,59

Table 5: Mean flow velocity values (ū) in Sardinia-Inahos section.

Sample	Bed thickness	Bouma Division	Psi(50%)	Wm	©(cm/sec)
AMB1	150cm	Tb	-0,750	1,68	26,59
AMB3	22cm	Ta	-0,475	1,39	21,98
AMB4	13cm	Ta(8cm), Tb(2cm), Tc(3cm)	1,431	0,37	5,86
AMB5	16cm	Ta	-0,606	1,52	24,07
AMB6	17cm	Ta	-0,567	1,48	23,42
AMB7	10cm	Ta(4,5cm),Tb(3cm),Tc(2,5cm)	1,514	0,35	5,54
AMB8	10cm	Ta	0,967	0,51	8,09
AMB9	10cm	Ta	0,424	0,75	11,79
AMB10	10cm	Ta(4,5cm),Tb(5,5cm)	1,180	0,44	6,98
AMB11	15cm	Ta	0,684	0,62	9,84
AMB12	15cm	Ta	1,078	0,47	7,49
AMB13	12,5cm	Ta	0,870	0,55	8,65
AMB15	8cm	Ta	1,110	0,46	7,33
AMB17	10cm	Ta	0,040	0,97	15,38
AMB18	**13cm**	**Ta**	**1,010**	**0,50**	7,65

Table 6: Mean flow velocity values (ū) in Palaiopyrgos section.

Sample	Bed thickness	Bouma Division	Psi(50%)	Wm	©(cm/sec)
AL7	10cm	Ta (5cm), Tc(5cm)	1,254	0,42	6,63
AL1	10cm	Tc	3,090	0,12	1,86
AL2	8cm	Tc	1,550	0,34	5,40
AL3	25cm	Tc	1,420	0,37	5,91
AL6	11cm	Ta	0,755	0,59	9,37
AL4	12cm	Ta	0,349	0,79	12,41
AL5	**24cm**	**Ta**	**-0,655**	**1,57**	24,90

Considering tables 4, 5, 6 it is concluded that:

i. Mean flow velocity values in Ioannina-Metsovo section ranges from 5.79 to 26.59cm/sec. An increase in velocity values is noticed passing from the lower to the upper stratigraphic levels.

ii. In Sardinia-Inahos section mean flow velocity values range from 1.86 to 26.59 cm/sec. Increased velocity values have been noticed at the lower and middle stratigraphic levels. At the upper stratigraphic levels flow velocity values do not exceed 15.38 cm/sec.

iii. In Palaiopyrgos section flow velocities are decreased in comparison with those estimated at the two previous sections, except sample AL5 (24.90 cm/sec). Flow velocity at the rest of the samples is below 12.41 cm/sec. Also, an increase of flow velocity values is noticed moving upwards the stratigraphy.

6 CONCLUSIONS

The results of the above analysis provided the following conclusions:

1. Sorting values are decreasing (more poorly sorted sediments) at the top of Metsovo and Palaiopyrgos sections indicating an increase of the sediments immaturity. This is in convention with the general pattern of the progradation of more proximal settings as we move upwards the stratigraphy. A different view nas been observed in the lower part of Amphilochia section, where two samples originating from the lower stratigraphic levels showed decreased sorting in comparison with the underlying deposits. This can be explained taking under consideration that the deposits at this level of the stratigraphy belong to an inner fan environment.

2. The skewness values range from fine to strongly-fine with a trend to increase at he top in the sections of Metsovo and Amphilochia, which shows a turbidity character of deposition.

3. C-M, F-M, L-M affirms that the sediment was transported to the deeper parts of the basin by turbidity currents.

4. Mean flow velocities at the time of deposition range between 1,86 and 26,59 cm/sec. These values are very much in agreement with those proposed for low-density turbidity currents (<25cm/sec) (Nelson & Nilsen, 1984). The characterization of the currents as "low density currents" it is also supported by Pickering's classification, which was used for the fieldwork. A similar velocity range is refereed also by Avramidis (1999) and Avramidis & Kontopoulos (1998) who studied the turbidites of the Middle Ionian zone.

5. In Metsovo and Palaiopyrgos mean flow velocity values increase towards the top of the stratigraphy. This also supports the progradation of proximal environments, where the gradient of the sea bottom and the energy of the system are higher. In Amphilochia section the higher mean flow velocity values have been observed at the lower and middle stratigraphic levels.

REFERENCES

Aubouin J., 1959. Contribution à l'étude géologique de la Grèce Septentrionale. Les confines de l'Epire et de la Thessalie, *Ann. Geol. d. Pays Helen.* 10,1-525, Athènes

Avramidis P., 1999. Depositional environments and hydrocarbon potential of Tertiary formations in Klematia-Paramythia basin, Epirus, *PhD thesis, University of Patras.*

Avramidis P. & Kontopoulos N. (1998) Hydraulic determination and palaeoflow trends of turbidite deposits in Klematia – Paramythia basin, Bulletin of the Geological Society of Greece, XXXII/2, 299-307

Carver, R.E. (1971) Procedures in Sedimentary Petrology. Wiley-Interscience, New York, 653p.
Folk R.L., & Ward W.C. (1957) Brazos river bar: a study of significante of grain size parameters. J. Sediment. Petrol. 27, 3-26.
Friedman, G.M. (1961) Distribution between dune, bech and river sands from their textural characteristics. J.Sed.Petr., 31, 514-529.
Friedman, G.M. (1962) On sorting, sorting coeflicients, and the lognormality of the grain-size distribution of sandstones. J. Geoll., 70, 737-753.
Friedman, G.M. (1979) Differences in size distributions of populations of particles among sands of varions origins: Addendum to IAS Presidential Address. Sedimentology, 26, 859-862.
Friedman, G.M. & Johnson, K.G. (1982) Exercises in Sedimentology. J.Wiley &Sons, New York, 208p.
Komar, P. D. (1985) The hydraulic interpretation of turbidites from their grain sizes and sedimentary structures. Sedimentology, 32, 395-407.
Middleton, G.V. (1967) Experiments on density and turbidity currents. III. Deposition of sediments. Can. J. Earth Sc., 4, 475-505.
Nelson C.H. & Nilsen T.H., 1984. Modern and ancient deep-sea fan sedimentation. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, Short course, 14.
Passega R., 1957. Texture as characteristic of clastics deposition: *Am. Soc. Asoc. Petrol. Geol. Bull. Tulsa, Okland*, 41, 1952-1984.
Passega R., 1964. Grain size representation by CM patterns as a geologic tool: *Jour. Sed. Petrol. Tulsa Ok.*, 34, No. 4, 830-847.
Nelson, C.H. & Nilsen, T.H. (1984) Modern and ancient deep-sea fan sedimentation. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Short course, 14.
Rubey, W.W. (1933) Settling velocity of gravel, sand, and silt particles. Am. Jour. Sci. 25, σελ. 325-338.
Vakalas I. (2003) The Evolution of Foreland Basins in Western Greece, *Ph.D thesis, University of Patras*

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

QUATERNARY CALCARENITE ("POROS") OF MYKONOS, DELOS AND RHENIA, CYCLADES ISLANDS, GREECE

Varti-Mataranga M.[1] and Piper W.J.D.[2]

[1]*Institute of Geological &Mineral Exploration (IGME), Messogion 70, Athens 11527, Greece, myrsini@igme.gr, myrsini@otenet.gr.*

[2]*Geological Survey of Canada (Atlantic), Bedford Institute of Oceanography, P.O. Box 1006, Dartmouth, N.S., B2Y 4A2, Canada, piper@agc.bio.ns.ca.*

ABSTRACT

Outcrops of friable calc-arenite of late Quaternary age, known as Poros rock, from Mykonos, Rhenia and Delos, are characterized sedimentologically and their cements are studied in thin section. Calcarenites of beach, coastal eolian dune, and pedogenic alluvium origin are distinguished sedimentologically. Beach calcarenite shows marine cementation by a uniform rim of micrite and bladed Mg-calcite. Some eolian dunes show precipitation of needle aragonite, probably from sea spray, but the dominant cements are sparry calcite from groundwater and vadose zone deposition of irregular micrite with meniscus and gravitational textures. Pedogenically cemented alluvium shows the characteristics of caliche, such as rhizoliths with clots and globules of micrite and circumgranular cracking. One outcrop of calcarenite from Panormos Bay in Mykonos shows beach facies at +2.5 to +4.0 m above present sea level, overlying cemented debris flow deposits. This occurrence is interpreted as Tyrrhenian in age (isotopic stage 5e) and implies regional long-term subsidence of 2 cm/ka, consistent with the lack of marine terraces in the area. Archeological sites on Delos show irregular variations of sea level of about 1 m in the past 2.5 ka, probably related to movement on faults.

1 INTRODUCTION

Poros rock is a lightly cemented, friable calcarenite or calcareous sandstone of Quaternary age that was widely used as a building stone in antiquity. It is widespread in the Cyclades (Fytrolakis & Papanikolaou 1977) and was first called "Poros of Cyclades" by Cayeux (1907), who described outcrops on the small islands of Delos and Rhenia (Fig. 1). Occurrences on the larger island of Mykonos were first described by Boblaye & Virlet (1833), Philippson (1898) and later by Keraudren (1970).

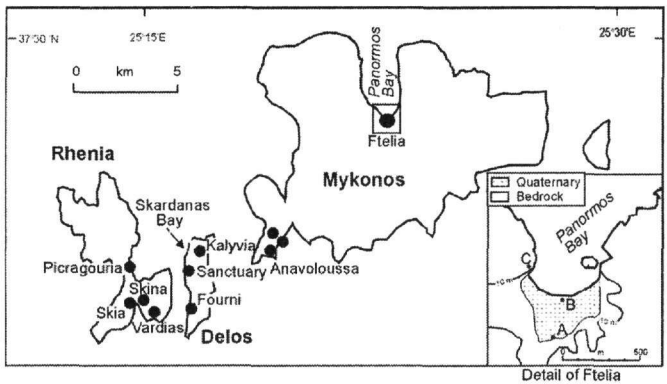


Fig. 1. Map of Mykonos and adjacent islands in the southern Aegean Sea showing location of calcarenite outcrops. Inset shows Panormos Bay and location of sections A, B and C (Fig. 2).

Calcarenite occurs at elevations of up to 80 m above present sea level in the Cyclades, although most occurrences are near the present coastline. Most calcarenite is of coastal marine origin, containing marine fossils, but some is of eolian origin (Mistardis 1933). Although Philippson (1901) identified a Pliocene fossil in calcarenite in Mykonos, later authors have been unable to duplicate this observation and have regarded Poros calcarenite as early Holocene (Voreadis 1961) or Pleistocene (Keraudren 1970).

The objective of this paper is to determine the depositional environments of the calcarenites known as Poros by study of all the known occurrences on the islands of Mykonos, Rhenia and Delos. We demonstrate that field sedimentological observations and thin-section studies of cements can be used to determine the original depositional environment. Such observations may be of value in determining the sources of Poros building stones in archeological sites.

2 FIELD STRATIGRAPHY AND SEDIMENTOLOGY

2.1 Mykonos

The best developed calcarenite outcrops in Mykonos are at Ftelias, at the head of Panormos Bay in the northern part of the island. A 0.5 km long sandy beach is interrupted by a rocky outcrop of calcarenite that forms a terrace about 5 m above sea level (asl) (B in Fig. 1 inset and Fig. 2). The archeological site of Aianta's tomb is located on this terrace. The top of this section shows well-developed cross-bedded sets, with sets up to 1 m thick and dip angles of up to 25°. The size of the sets and the excellent sorting of the sands indicates an eolian origin. These cross-bedded sands show a small amount of bioturbation. Underlying sands show vestiges of cross-bedding but are more intensely bioturbated. The dominant bioturbation consists of 1-2 cm diameter burrows (similar to those at the top of Fig. 3a) which resemble those of modern land crabs.

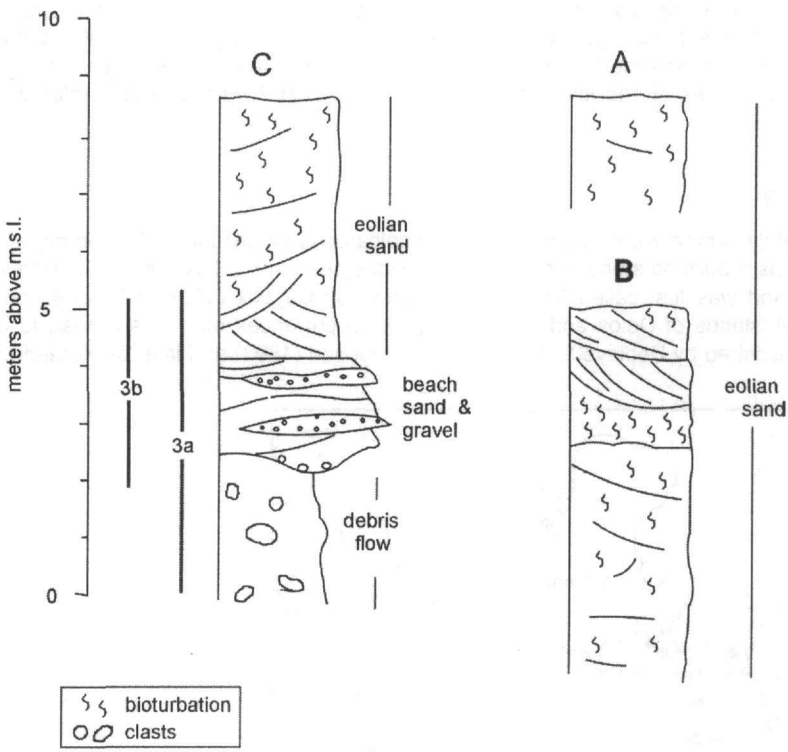


Fig. 2. Stratigraphic sections from Panormos Bay, Mykonos.

A few hundred meters inland, there is an area of calcarenite up to 8 m asl (A in Figs. 1, 2), similar to the highly bioturbated eolian sandstones described above, but less well cemented. Old quarries for Poros rock are located here. The area is partly covered by modern eolian sands with sparse vegetation.

On the west side of Panormos Bay (C in Figs. 1, 2), a red muddy sand with dispersed gravel and local gravel layers outcrops at present sea level (Fig. 3a). This unit has the sedimentological character of debris-flow deposits. It is overlain at +2.5 m asl by a 1.5 m thick unit of bedded coarse to medium sand, a few pebbles and two lenses of red muddy sand similar to the underlying unit. This unit exhibits rather irregular large-scale low-angle cross bedding, with a cut and fill character (Fig. 3b). The sedimentological features of this unit are similar to those seen on the nearby modern pocket beach, where debris-flow deposits periodically flow onto the beach from the adjacent cliff. The uppermost unit comprises about 4 m of eolian calcarenite, with large-scale cross bedding and characteristic bioturbation.

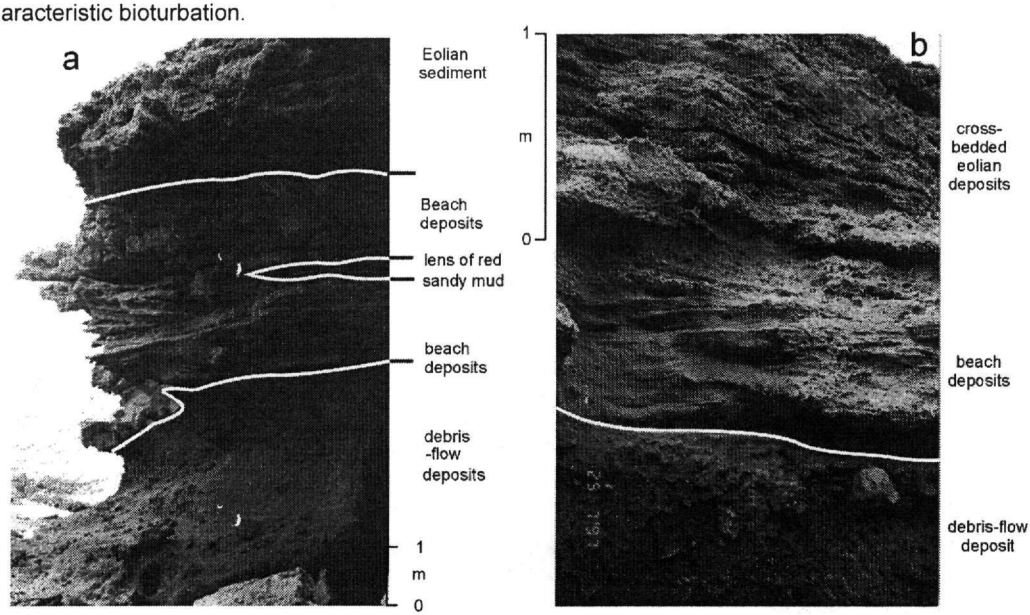


Fig. 3. Photographs field occurrence of calcarenite. (a) general view of section C from Panormos Bay, Mykonos, showing basal debris-flow unit overlain by beach sands with debris-flow lenses and capped by bioturbated eolian deposits. (b) detail of beach sand unit showing low-angle cross-stratification.

Keraudren (1970) described small outcrops of calcarenite from the Anavoloussa peninsula in southwest Mykonos. At two localities, pebbly sand of local derivation from granite bedrock is overlain at 5-7 m asl by calcarenite of eolian origin.

2.2 Delos

The small island of Delos in classical times was a major religious centre with the main buildings in the Sanctuary of Apollo dating from the 5-6th centuries BC. Later, in the 1-2nd centuries BC (Hellenistic period), Delos was a flourishing commercial centre with a town build south of the Sanctuary. A considerable part of the coast west of the Sanctuary and town is built of historic landfill. Archeological evidence suggests that at the time the Lion Terrace was built at the end of the 7th century BC, sea level was about 1 m higher than at present (Chadzidakis, pers. comm. 1999). Hellenistic buildings near Skardanas Bay suggest sea level 0.3 m above present in the first century BC (ibid). At the present time, some coastal archeological buildings are submerged by up to 1.5 m, implying differential subsidence along the west coast of Delos. We consider this recent subsidence to be most likely the result of progressive compaction of the historic landfill.

Poros rock was reported as quite widespread by Cayeux (1911) on the main archeological site of Delos, presumably revealed by excavation, but we were able to find only a small outcrop about 50 cm asl in the Sanctuary of Apollo. This is a poorly stratified calcarenite containing marine fossils. More extensive outcrops are found at Kalyvia in the centre of the island at about 12 m asl, notably in an old quarry where the section is about 1.5 m thick. This Poros rock is an impure calcareous mudstone with considerable secondary porosity, with some low angle cross stratification of uncertain origin. Cayeux (1911) also described Poros rock inland from Fourni; this outcrops at elevations of 10-20 m asl and consists of sandy alluvium, locally with pedogenic carbonate cement (calcrete). This alluvium also contains cultural remains, suggesting a late Holocene age.

2.3 Rhenia

In central Rhenia, calcarenite of eolian origin with large scale cross bedding and bioturbation similar to that at Panormc s Bay on Mykonos is found up to +2 m asl in Schina and Skia bays (Fig. 1). In addition, calcrete-type Poros rock, similar to that at Fourni on Delos, is found between Vardias and Picragouria.

3 PETROGRAPHY

Calcarenite of beach origin from section C at Panormos is a moderately sorted coarse to very coarse grained impure calcarenite, with 40% terrigenous grains, principally quartz, feldspar and granite fragments, but including some dark red lithoclasts from the underlying debris flow deposits. The carbonate grains are well rounded, typically 0.6 mm but up to 2.5 mm diameter, comprising fragments of red algae, mollusc shells, echinoderms, foraminifera, bryozoa, and gastropods. The grains are coated by a thin micritic rim overlain by a uniform layer of bladed (Mg-calcite) cement (Fig 4A). Micritic cement predominates between the grains, but remaining pores are rimmed mainly by equant spar calcite cement with peloids (Fig. 4A) and rarely by needle-fibrous aragonite cement (Fig. 4B). Locally, caliche characteristics such as rhizoliths with clotted micrite, globules, and circumgranular cracking is observed (Fig. 4C). The cementation sequence is interpreted as (1) marine (uniform micritic rim and blades of Mg-calcite); (2) subaerial (micrite between the grains and rhizoliths); and (3) phreatic fresh water (equant spar) and marine aerosols (needle fibrous).



Fig. 4. Photomicrographs of calcarenite from beach facies in section C at Panormos. (All photomicrographs with //polars). A: showing cementation sequence of micritic rim (MR), partly dissolved isopachous bladed cement (IB), indicating a marine environment, equant spar (PH) indicating a phreatic environment [LMF7, x140]. B: showing needle fibrous aragonite cement (marine aerosols) (indicated by arrows) [LMF7, x140]. C: showing rhizolith with circum-granular cracking indicated by arrows [LMF7, x140].

Eolian calcarenite from section C at Panormos is a well sorted, very coarse grained (0.6 - 0.9 mm) impure calcarenite, consisting of 50% well-rounded carbonate grains. Their composition is similar to that of beach calcarenite described above, except that dark red lithoclasts are lacking. The grains are coated by thin micritic rim and subsequently by fibrous aragonite cement, partly dissolved. Locally meniscus cement and equant spar calcite cement are observed.

Eolian calcarenite from section B at Panormos is a moderately sorted, coarse grained (0.6 mm) calcarenite with 50 - 60% well rounded carbonate grains. The grains are only slightly cemented, with a thin micritic rim. Locally, meniscus, gravitational (Fig. 5A) and equant spar calcite cement are common.

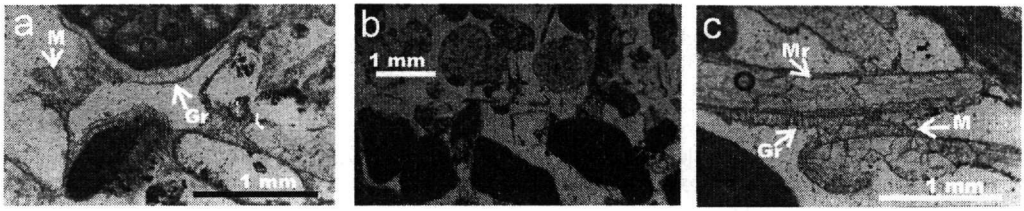


Fig. 5. Photomicrographs of calcarenite from sections B and A at Panormos. A: Calcarenite from section B, showing gravitational (Gr) and meniscus (M) cement [LMF1, x140]. B: Calcarenite from section A, showing general character of calcarenite including the small degree of cementation [LMF3, x55]. C: Calcarenite from section A, showing very thin micritic rim (Mr) coating grains, subsequently cemented by meniscus (M) and gravitational (Gr) cement [LMF3, x140].

Eolian calcarenite from section A at Panormos is moderately sorted, coarse to medium grained calcarenite with 50-60% well-rounded carbonate grains and sub-angular to sub-rounded non-carbonate grains (Fig. 5B). The degree of cementation is small. Meniscus cement between grains and gravitational cement are common (Fig. 5C).

The calcarenite from Delos town archeological site is a well sorted, grain supported, coarse to very coarse grained (0.9- 1.5mm) impure calcarenite (65% well rounded carbonate grains; lithoclasts of granite, and feldspar, quartz and biotite) (Fig. 6A). The grains are coated by thin micritic rim, subsequently by fibrous aragonite cement and finally by a brown iron oxide/hydroxide rich in Al (?including clays). The impure calcareous mudstone from Kalyvia contains sparse marine fossils (foraminifera, sponge spicules, gastropods) and has undergone intense calichification. It may have originally formed in a lagoonal environment. The pedogenically cemented alluvium (calcrete) from Fourni shows rhizoliths characteristics of caliche.

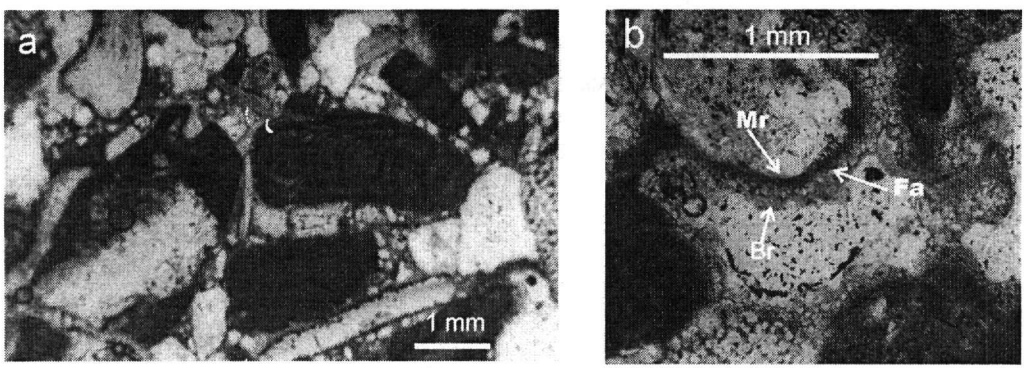


Fig. 6. Photomicrographs of calcarenite from Delos town archeological site. A: General character of Delos calcarenite sample [Del, x55]. B: Grains coated by thin micritic rim (Mr) and subsequently by fibrous aragonite cement (Fa) and finally by brownish ?iron hydroxides (Br) [Del, x140].

The eolian calcarenite from Rhenia is a well sorted, coarse grained (0.6 mm) impure calcarenite, generally with 75-80% carbonate grains (exceptionally 55%), with non-carbonate grains similar to those of Delos. The grains are covered by micritic cement of irregular thickness, commonly of the meniscus type (suggesting vadose conditions). Subsequently, small equant sparry calcite cement (meteoric origin) formed in interparticle spaces as well as needle-fibre cement type (vadose) and rare gravitational cement. The calcarenite from Schina is locally calichefied.

In summary, all the Poros calcarenite samples have a similar primary composition, but show striking differences in cementation. The calcarenite of beach origin shows clear marine cementation, with micritic rims and uniform bladed Mg- calcite cement. Samples from sections B and C at Panormos, that would receive large amounts of spray during storms, also show marine influence, with needle-like aragonitic cement over the micritic rims. Samples from section A at Panormos,

Delos and Rhenia show principally subaerial cementation, with equant sparry calcite (groundwater) and meniscus and gravitational micritic cement (vadose conditions).

4 DISCUSSION

The observations on modern eolian dunes in Panormos Bay show that eolian calcarenite can form at least 8 m above contemporary sea level and may contain transported and abraded marine fossils. On the other hand, well-developed beach facies in stratigraphic context, such as in section C in Panormos Bay, are an excellent indicator of past sea level, in this case at +3 to +4 m above modern sea level. Although exceptionally in the Aegean, Holocene raised beaches are found as high as +3 m (Pirazzolli et al. 1989), the occurrence of thick dunes in section C, which is now cliffed, and the induration of the debris-flow deposits makes a Holocene age very unlikely. Furthermore, the Cyclades are not a seismically very active area. Raised terraces are generally lacking on the coastline of Mykonos, suggesting that there has not been significant net uplift in the late Quaternary, in contrast, for example, with the Peloponnese (Kelletat et al. 1978).

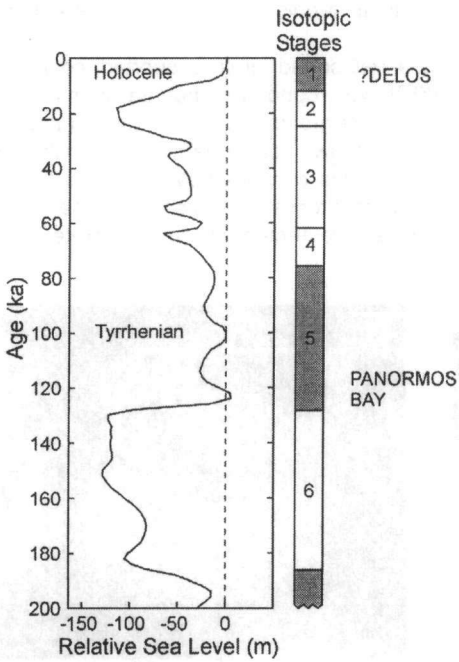


Fig. 7. Interpretation of the Panormos Bay and Delos town sections in terms of late Quaternary sea-level history (Eustatic relative sea level curve from Skene et al. 1998).

The beach deposits at section C appear to be the highest marine deposits in Panormos Bay. We suggest that the simplest interpretation is that they date from the Tyrrhenian maximum highstand of sea level at about 125 ka (isotopic stage 5e), when globally sea level was about 6 m above its present level, implying slow net subsidence (about 2 cm/ka) of the coastline of northern Mykonos (cf. Cayeux, 1907). Were the beach in section C younger than Tyrrhenian, then it would be surprising that no evidence is seen for a Tyrrhenian maximum highstand of sea level. Were the beach older than Tyrrhenian, then again, some evidence of the Tyrrhenian maximum highstand would be expected. Shackleton (1987) has shown that the Tyrrhenian was probably the highest stand of sea level in at least the past 0.5 Ma, with sealevel lower than in the Holocene in isotopic stages 7 and 9 and at about Holocene levels in stages 11 and 13.

The eolian calcarenite in sections A and B probably imply sea level within 5 m of its present level. Although it thus could be of middle Holocene age, the widespread distribution of the eolian

calcarenite suggests a prolonged period of formation, perhaps during the Tyrrhenian interglacial from 85 - 128 ka when sea level fluctuated but was generally within +5 to -10 m of its present level (Skene et al. 1998).

The lack of clear beach facies in Delos and Rhenia and the occurrence of eolian calcarenite in Rhenia and marine calcarenite in Delos close to present sea level makes interpretation of age difficult. Where coastlines are close to major normal faults, fluctuations of sea level of up to 2 - 3 m may take place over a few thousands of years in response to seismic activity along the fault (Jackson & McKenzie 1983; Pirazzolli et al. 1989). For example, in Evia, ancient harbours lie < 1.8 m below present sea level but raised notches indicate late Holocene sea levels up to 1.1 m above present sea level (Stiros et al. 1992). Fluctuations in sea-level recorded by calcarenite in the Delos Sanctuary and Rhenia are within these limits and thus the calcarenite could be of Holocene age. Alternatively, a Tyrrhenian interglacial age, as inferred for Panormos Bay, is equally possible. The elevation of the ?lagoonal calcareous mudstone at Kalyvia in Delos at +12 m above present sea level can be accounted for if it is of Tyrrhenian stage 5e age and there has been some local movement along faults defining the present deep-water channel between Mykonos and Delos.

5 CONCLUSIONS

Calcarenite deposits known as Poros in northern Mykonos and Rhenia are principally of eolian facies, with some beach and minor lagoonal facies. The facies can be distinguished by their sedimentary structures and the nature of the cements. Beach facies have uniform micrite and bladed Mg-calcite rims over carbonate grains. Eolian facies have cements of sparry calcite (from groundwater), irregular meniscus and gravitational micritic cements (from vadose conditions) and in some cases needle aragonite (precipitated from marine spray).

In northern Mykonos, beach facies calcarenite unconformably overlies red debris-flow deposits at +2.5 to +4 m asl and is interpreted to represent the Tyrrhenian maximum highstand of sea level, implying slow long-term subsidence of the coastline at about 2 cm/ka.

REFERENCES

Boblaye P. and Virlet Th. 1833. Expédition scientifique de Morée. II: Géologie et Minéralogie. Paris.

Cayeux L. 1907. Fixité du niveau de la Méditerranée à l'époque historique (Delos, Crete). Annales de Géographie 16, 97-116.

Cayeux L. 1911. Description physique de l'île de Délos. Exploration Archéologique de Délos, Fontemoing et Cie, Paris.

Fytrolakis N. and Papanikolaou D. 1977. Some new occurrences of quaternary sandstones in the Cyclades and their paleogeographic importance. 6th Colloquium on the Geology of the Aegean region (Athens, 1977) 1, 459-467.

Jackson J. and McKenzie D.P. 1983. The geometrical evolution of normal fault systems. Journal of Structural Geology 5, 471-482.

Kelletat D., Kowalczyk G., Schröder B. and Winter K.P. 1978. Neotectonics in the Peloponnesian coastal regions. In H. Cloos, D. Roeder and K. Schmidt, eds, Alps, Apennines, Hellenides; Schweizerbart, Stuttgart, 512-518.

Keraudren B., 1970. Les formations quarternaires marines de la Grèce. Thesis, Univ. Paris, 382 p.

Mistardis G. 1933. Sur les grès quaternaires de l'Attique. C.R. Acad. Sci. Paris 196, 1819-1822.

Philippson A. 1898. La tectonique de l'Egéide. Ann. de Géographie, 7, 112-141.

Philippson A. 1901. Beiträge zur Kenntnis der griechischen Inselwelt. Petermanns Mitteilungen, Erg.H. no 134, 172 p,

Pirazzoli P., Montaggioni L., Saliege J., Segonzac G., Thommeret Y. and Vergnaud-Grazzini C. 1989. Crustal block movements from Holocene shorelines, Rhodes island (Greece). Tectonophysics 170, 89-114.

Shackleton N. 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. Quaternary Science Reviews 6, 183-190.

Skene K.I., Piper D.J.W., Aksu A.E. and Syvitski J.P. 1998. Evaluation of the global oxygen isotope curve as a proxy for Quaternary sea level by modelling of delta progradation. J. sedim. Res. 68, 1077-1092.

Stiros S., Arnold M., Pirazzoli P., Laborel J., Laborel F. and Papageorgiou S. 1992. Historical co-seismic uplift on Euboea island, Greece. Earth and Planetary Science Letters 108, 109-117.

Voreadis G. 1961. Die Geologie und die Barytlagerstätten der Insel Mykonos. Annales géologiques des pays helléniques 12, 263-300.

Παλαιοντολογία

Paleontology

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

ΣΠΕΡΜΑΤΑ ΚΑΙ ΚΑΡΠΟΙ ΑΠΟ ΛΙΓΝΙΤΙΚΑ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ

Αντωνιάδης Π. και Μαυρίδου Ε.
Τομέας Γεωλογικών Επιστημών, Σχολή Μηχανικών Μεταλλείων Μεταλλουργών, Ε.Μ.Π. 157 80 Αθήνα, antoniad@metal.ntua.gr, lmavridou@yahoo.com

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην εργασία αυτή παρουσιάζεται η συγκομιδή απολιθωμένων σπόρων και καρπών από διάφορα ελληνικά κοιτάσματα και η προσπάθεια πραγματοποίησης μιας συλλογής που θα μπορούσε να λειτουργήσει ως συγκριτικό υλικό για τους επιστήμονες που θα ασχοληθούν στο μέλλον με τους γαιάνθρακες και ειδικότερα με τις συνθήκες σχηματισμού αυτών. Παράλληλα, γίνεται αναφορά στη σημαντικότητα των σπόρων και καρπών ως τεκμηριωμένα στοιχεία προκειμένου να καταστεί δυνατή μια αναπαράσταση του παλαιοπεριβάλλοντος σχηματισμού. Επίσης, γίνεται αναφορά και στη συμβολή των εν λόγω απολιθωμάτων στον προσδιορισμό της ηλικίας και στη στρωματογραφική ταξινόμηση των λιγνιτικών κοιτασμάτων. Παρουσιάζεται ένα γενικό προσομοίωμα υγροτόπων, οι οποίοι συνιστούν εν δυνάμει πεδία τυρφογένεσης, όπως επίσης και αντιστοιχία χλωρίδας η οποία ευδοκιμεί ιδιαίτερα για κάθε είδος υγροτόπου και συμβάλλει έτσι στη μελέτη των τυρφώνων του γεωλογικού παρελθόντος. Στην εργασία παρουσιάζονται ενδεικτικά 4 λιγνιτικά κοιτάσματα και η συμβολή των συλλεχθέντων σπόρων και καρπών, ως προς το παλαιοπεριβάλλον και την ηλικία αυτών.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η εργασία εντάσσεται σε μια προσπάθεια δημιουργίας υποδομής, η οποία θα βοηθούσε τους νέους επιστήμονες που πρόκειται να ασχοληθούν με τους λιγνίτες της χώρας μας. Έτσι, στα πλαίσια αυτά έχει ξεκινήσει στο Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο μια προσπάθεια δημιουργίας συλλογής απολιθωμένων καρπών και σπερμάτων προερχόμενων από λιγνιτοφόρες περιοχές του Ελλαδικού χώρου. Στα πλαίσια των μελετών διαφόρων λιγνιτικών κοιτασμάτων συλλέχθηκε αρκετό υλικό σπερμάτων και καρπών και αναμένεται ότι θα συνεχισθεί να συλλέγεται με τον ίδιο ρυθμό, ώστε να δημιουργηθεί μια σχετικά ικανή συλλογή που θα μπορούσε να χρησιμοποιηθεί ως συγκριτικό υλικό από τους αυριανούς μελετητές.

Τα σπέρματα και οι καρποί ως υλικό μελέτης παρουσιάζουν μερικά πλεονεκτήματα έναντι των άλλων, εξ' ίσου σημαντικών παλαιοβοτανικών στοιχείων, όπως είναι τα φύλλα και η γύρη. Τα πλεονεκτήματα αφορούν πρώτον στην καλή σχετικά κατάσταση που βρίσκονται, λόγω του ότι είναι γενικά ανθεκτικά και δεύτερον στο ότι αυτά εντοπίζονται στην αρχική θέση απόθεσης. Κατά συνέπεια, τα συμπεράσματα που εξάγονται προσεγγίζουν με τον καλύτερο δυνατό τρόπο το παλαιοπεριβάλλον τυρφογένεσης.

Μελετώντας τα στοιχεία της παλαιοχλωρίδας κάθε περιοχής κατά την οριζόντιο και την κατακόρυφο, αντλούνται χρήσιμα στοιχεία από πλευράς εξάπλωσης και σύνθεσης των φυτοκοινωνιών του παρελθόντος τοπικά και χρονικά. Οι χαρακτηριστικές φυτοκοινωνίες, εκτός από την πληροφορία περί των συνθηκών του παλαιοπεριβάλλοντος, παρέχουν και στρωματογραφικά στοιχεία όταν αυτά δεν μπορούν να αντληθούν από τα μεμονωμένα απολιθώματα. Αναφέρονται άλλωστε στη διεθνή βιβλιογραφία χαρακτηριστικές φυτοκοινωνίες γεωλογικών περιόδων, όπως αυτές του Μειόκαινου και Πλειόκαινου (Katz et al. 1965, Knobloch 1981), εποχές μάλιστα που ενδιαφέρουν ιδιαίτερα την Ελλάδα.

Την τελευταία δεκαετία έχει συλλεχθεί από την ερευνητική ομάδα του ΕΜΠ που ασχολείται με τους ορυκτούς άνθρακες ένας αρκετά σημαντικός αριθμός σπερμάτων και καρπών από τα διάφορα λιγνιτικά κοιτάσματα του ελλαδικού χώρου (Antoniadis & Rieber 1992, Antoniadis & Rieber 1995, Antoniadis & Gregor 1996, Antoniadis & Rieber 1997, Antoniadis et al. 2003a, Antoniadis et al.

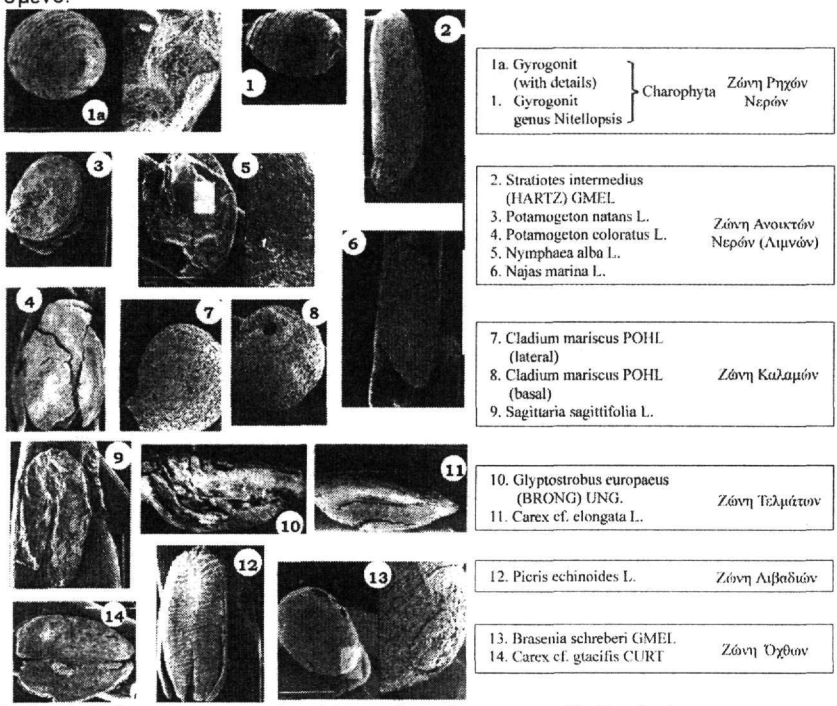
2003b). Σήμερα, η συλλογή συνίσταται από πλέον των 90 ειδών, χωρίς να συμπεριληφθούν αυτά που προσδιορίσθηκαν μόνο ως προς το γένος. Ο αριθμός αντίστοιχα των γενών ξεπερνά τα 60. Ο αριθμός των απολιθωμάτων, που φαίνεται εκ πρώτης όψεως μικρός, αντιπροσωπεύει τουλάχιστον τα 2/3, αν όχι τα 3/4 μιας λειτουργικής συλλογής καθόσον τα χαρακτηριστικά είδη, που συνεχώς επαναλαμβάνονται και βοηθούν στη γνώση των συνθηκών του παλαιοπεριβάλλοντος, δεν ξεπερνούν τα 120.

2 ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Τα περισσότερα από τα απολιθώματα σπερμάτων και καρπών που συλλέχθηκαν προέρχονται από την ευρύτερη λεκάνη «Πτολεμαΐδας». Συγκεκριμένα, συλλέχθηκαν απολιθώματα από την Α-χλάδα του Ν. Φλώρινας μέχρι τα Σέρβια, τη Λάβα στο Ν. Κοζάνης, καθώς και από την Ελασσώνα του Ν. Λαρίσης. Τα απολιθώματα προέρχονται κατά πρώτο κυρίως λόγο από τους πυρήνες αντιπροσωπευτικών γεωτρήσεων και κατά δεύτερο λόγο από δειγματοληψία μετώπου ορυχείου ή φυσικής τομής.

Για την απομόνωση και την προπαρασκευή του υλικού, ακολουθήθηκε η γνωστή μέθοδος της απόπλυσης με H_2O_2 και ο διαχωρισμός του ενδιαφέροντος υλικού έγινε με χρήση απλού στερεοσκοπικού μικροσκοπίου Leica. Φωτογραφίες με ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης (REM) από το υλικό που συλλέχθηκε παρατίθενται στο σχήμα 1.

Πρέπει να τονιστεί ότι το μεγαλύτερο μέρος του υλικού προέρχεται από τα ενδιάμεσα ιζήματα και μάλιστα κατά το δυνατόν από σημεία προς τις επαφές με τα λιγνιτικά στρώματα, από τα άμεσα υπερκείμενα και υποκείμενα ιζήματα, όπως επίσης και από τα ίδια, αργιλούχα όμως, λιγνιτικά στρώματα, ενώ από τα καθαρά λιγνιτικά στρώματα το υλικό που συλλέχθηκε ήταν πολύ περιορισμένο.



Σχήμα 1. Σπέρματα και καρποί από λιγνιτικά κοιτάσματα του ελλαδικού χώρου.

3 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Ο κατάλογος των συλλεχθέντων απολιθωμάτων παρουσιάζεται στον πίνακα 1, όπου τα απολιθώματα ταξινομήθηκαν στα αντίστοιχα παλαιοπεριβάλλοντα στα οποία κυρίως ή δευτερευόντως ευδοκιμούν. Από παλαιοβοτανικής άποψης τα απολιθώματα που ταξινομήθηκαν καλύπτουν τις πε-

ρισσότερες φυτολογικές μεγάλες κατηγορίες, όπως μύκητες, βρυόφυτα, φύκη, σπερματόφυτα, αγγειόσπερμα και γυμνόσπερμα ή διαφορετικά και απλά σε μικρούς οργανισμούς, ποώδη φυτά, θάμνους και δένδρα. Για τη συστηματική ταξινόμηση ακολουθήθηκε αυτή του Strasburger (1991) της Συστηματικής Βοτανικής, επειδή είναι πληρέστερη έναντι διαφόρων άλλων συστημάτων της παλαιοβοτανικής.

Πίνακας 1. Κατάλογος των συλλεχθέντων απολιθωμάτων

Απολιθώματα	Ανοικτά - Στάσιμα νερά							Λιβάδια		Δάσος			**Παρατηρήσεις**
	Λίμνες	Λιμνούλες	Παλαιά νερά	Καλαμώνων	Τέλμα	Όχθες	Ενδιάμεσα	Υγρά	Ξηρά	Μικτό	Τέλμα	Ορέων	
	1			2	3	4	5	6			7		
Trematosphaerites lignitum										•			Σαπρόφυτο
Hysterographium sp.										•			
Chara sp.	•												Έως 20-40m βάθος. Καθ. νερά
Nitellopsis	•												
Tolypella	•												
Azolla filiculoides	•												Θερμά (θερμοκρασίες καλοκ.)
Picea sp.												•	
Abies sp.												•	
Pinus sp.												•	
Glyptostrobus europaeus										•	•		
Conifer sp.												•	
Taxodium sp.											•		
Myrica sp.								•					
Myrica cf. *ceriferiformoides*								•					
Populus sp.							•						
Betula cf. *pubescens*						▫	•			▫			
Alnus													Υγρά πεδία
Ficus													ξηρά πεδία
Carpinus													Μικτά δάση
Rumex						•		•		•			Περιφέρεια δασών
Dianthus sp.								•		•			Περιφέρεια δασών / Αμμούχα Εδάφη
Lichnis flos-cuculli								•					
Magnolia sp.									•			•	Κατώτερα σημεία δασών
Chenopodium album						•		•					Ξέφωτα, πλούσια σε N_2
Ranunculus sceleratoides					•								
Batrachium aquatilis	•	▫				•							
Nuphar luteum		•											
Nymphaea cf. *alba*		•		▫									
Brasenia schreberi		•		▫									
Euryala europaea	▫	•											
Ceratophyllum demersum	•												
Aldrovanda vesiculosa	•												
Rubus laticostatus							•						Περιφέρεια δασών
Rubus semirotundatus							•						Περιφέρεια δασών
Rubus sp.							•			▫			Περιφέρεια δασών
Potentilla pliocenica									•				
Phellodendron									•			▫	[Μεσόγειο - αειθαλή δάση]
Vitis sp.								▫	•				Παρασιτικό
Decodon globosus								•					
Trapa sp.	•												
Hartziella miocenica								•					
Hippuris vulgaris	•	▫											

Aralia pusilla									•			
Hydrocotyle vulgaris						•						
Callitriche stagnalis									•			Κοιλάδες. Περιφέρειες δασών
Lysimachia numularia vel vulgaris						•		•				
Cornus sp.									•	▫		Υγρότοποι
Rubus sp.						•			▫			
Rubus laticostatus						•			▫			
Rubus semirotundatus						•			▫			
Lycopus europaeus						•				•		Ειδικό δάσος ("ErlenBruch")
Stachys cf. *sylvatica*										•		
Sambucus pulchela							•	•				
Sambucus nigra							•	•		▫		Περιφέρεια δασών
Picris echinoides						•	▫					Όχθες και υγρότοποι
Alisma plantago-aquatica	•	•										
Caldesia jacutica		•				•						
Sagittaria sagittifolia	•	•										
Stratiotes intermadius	•											
Stratiotes cf. *Kaltennoirdensis*	•			•								Διατροφικά πλούσιο
Potamogeton natans	•					•						Διατροφικά φτωχό
Potamogeton coloratus	•					•						Διατροφικά φτωχό
Potamogeton cf. *pulicus*	•					•						Διατροφικά ενδιάμεσο
Potamogeton cf. *mallinus*	•					•						
Potamogeton asiaticus	•					•						
Potamogeton heterophyllus	•					•						
Potamogeton acutifolius	•					•						
Potamogeton heinkei	•					•						
Potamogeton corticosus	•					•						
Potamogeton piestonensis	•					•						
Potamogeton kunovicensis	•					•						
Najas cf. *foveolata*	•		•									
Najas marina	▫		•									
Epipremnites reniculus								▫				
Epipremnites crasus								▫				
Sparganium cf. *negletum*	•											
Sparganium nanum	•				•							
Typha latifolia	•				•							
Typha sp.	•				•	•						
Dulichium spathaceum	•	•			•	•						
Scripus longispermus					•		•	•				
Carex flavaeformis								•				
Carex elongata								•				
Carex gracilis								•				
Carex pseudocyperus	▫	▫						•		▫		
Carex flagelata								•				
Cladium mariscus		▫		•	▫	•						
Spirematospermum wetzleri								•				
• : Κύριος χώρος απόθεσης, ▫ : Δευτερεύων χώρος απόθεσης												

Παράλληλα με το παλαιοπεριβάλλον, στο οποίο ευδοκιμούν τα διάφορα φυτά του καταλόγου, στη στήλη των παρατηρήσεων (Πιν. 1) παρουσιάζονται ορισμένες λεπτομέρειες ή ιδιαιτερότητες που αφορούν σε κάποια από τα φυτά.

Ακολουθούν οι πίνακες 2-4 όπου παρουσιάζονται οι κατανομές του συλλεχθέντος υλικού σε σχέση με το περιβάλλον, το οποίο θεωρείται ιδιαίτερα ευνοϊκό για τις συγκεκριμένες λεκάνες λιγνιτοφορίας. Ο πρώτος πίνακας (Πιν. 2) αφορά το κοίτασμα της Δράμας και ακολουθούν αυτά των Αγίων Αναργύρων (Πιν. 3), και της Λάβας (Πιν. 4).

Η χαρακτηρισμός του περιβάλλοντος, που αντιπροσωπεύει κάθε απολίθωμα φυτού, γίνεται πάντοτε με σύγκριση προς τα αντίστοιχα φυτά που ζουν σήμερα. Για τα φυτά που σήμερα έχουν εξαφανιστεί, η αξιολόγηση γίνεται βάση των συγγενέστερων προς αυτά είδη που υπάρχουν σήμερα. Παράλληλα, τα απολιθώματα συχνά χρησιμεύουν και στον προσδιορισμό της γεωλογικής ηλικίας.

Ενδεικτικά, στο παράδειγμα του κοιτάσματος Λάβας του Ν. Κοζάνης, εκτός των στοιχείων που αφορούν στο περιβάλλον, παρουσιάζονται και τα στρωματογραφικά στοιχεία που προσδιορίζουν αρκετά ικανοποιητικά την ηλικία του κοιτάσματος.

Πίνακας 2. Κατανομή του συλλεχθέντος υλικού από το κοίτασμα της Δράμας (κατά Strasburger 1991)

Απολιθώματα Σπερμάτων και Καρπών	Σημερινός Τύπος Σύγκρισης	Περιβάλλον
ΦΥΚΗ (ALGEAE)		
CHAROPHYTA		
Characeae	**Characeae**	Νερά ανοικτά, στάσιμα έως αργά κινούμενα, πλούσια σε CaO_2. Βάθος 20-40m.
Chara sp.	**Characeae**	
FILICOPSIDA		
Azallaceae		Πλούσια σε διατροφή παλαιά νερά σε θερμές περιοχές.
Azola filiculoides	*Azola filiculoides* LAM.	
SPERMATOPHYTA		
GYMNOPERMAE		
Taxodiaceae		Δασοτυρφώνες, τέλματα και πεδία με υψηλή στάθμη νερού ή πλημμυρισμένα.
Glyptostrobus europaeus	*Glyptostrobus lineatus*	
Pinaceae		Δάση μικτά ή κωνοφόρα.
Picea sp.		
Abies sp.		
ANGIOSPERMAE		
Polygonaceae	**Polygonaceae**	Λιβάδια-όχθες και σχετικά ξηρά πεδία.
Rumex acetocella	*Rumex acetocella*	
Chenopodiaceae		Όχθες, ξέφωτα, πεδία πλούσια σε Ν.
Chenopodium album	*Chenopodium album*	
Nymphaeaceae		Ανοικτά, στάσιμα έως αργά κινούμενα νερά.
Nymphaea sp.	*Nymphaea* L.	
Nymphaea alba	*Nymphaea alba* L.	
Brasenia schreberi	*Brasenia schreberi* GMEL	
cf. *Euryale europaea*	*Euryale ferox* SALISB	
Droseraceae		Στάσιμα έως αργά κινούμενα νερά.
Aldrovanda vesiculosa	*Aldrovanda vesiculosa* L.	
Caprifoliaceae		Δάση μικτά και πεδία ενδιάμεσα ποταμών.
Sambucus nigra	*Sambucus nigra*	
Compositae		Λιβάδια σχετικά ξηρά.
cf. *Picris echioides*	*Picris echioides*	
Alismataceae		Στάσιμα έως αργά κινούμενα νερά και καλαμώνες.
Sagittaria sagittifolia	*Sagittaria sagittifolia* L.	
Hydrocharitaceae		Στάσιμα έως αργά κινούμενα διατροφικά πλούσια νερά, παλαιά νερά.
Stratiotes intermadius	*Stratiotes aloides* L.	
Potamogetonaceae		
Potamogeton natans	*Potamogeton natans* L.	Στάσιμα έως αργά κινούμενα διατροφικά φτωχά νερά.
Potamogeton pucilus	*Potamogeton pucilus*	Στάσιμα έως αργά κινούμενα, καθαρά και αρκετά πλούσια σε διατροφή νερά (λίμνες-λιμνούλες).
Potamogeton coloratus	*Potamogeton coloratus* L.	Ρηχές πλούσιες λιμνούλες και παλαιά νερά.
Najadaceae		Στάσιμα νερά (λίμνες, λιμνούλες και τάφροι).
Najas marina	*Najas marina* L.	
Typhaceae		Καλαμώνες οχθών σε στάσιμα νερά και τέλματα.
Typha latifolia	*Typha latifolia*	
Cyperaceae		
Dulichium sp.	*Dulichium* RICH	Λιμνούλες, τάφροι και υγρές όχθες, τέλματα.
Carex cf. *elongata*	*Carex elongata* L.	Υγρά πεδία, τυρφώνες, τέλματα.
Carex gracilis	*Carex gracilis*	Υγρά πεδία και λιβάδια, τέλματα.
Carex pseudocyperus	*Carex pseudocyperus*	Όχθες, λιμνούλες, τέλματα, μικτά δάση.
Cladium mariscus	*Cladium mariscus*	Καλαμώνες όχθεων, τάφροι, υγρός χαμηλός τυρφώνας.

Πίνακας 3. Κατανομή του συλλεχθέντος υλικού από το κοίτασμα των Αγ. Ανάργυρων (κατά Strasburger 1991)

Απολιθώματα Σπερμάτων και Καρπών	Σημερινός Τύπος Σύγκρισης	Περιβάλλον
ΦΥΚΗ (ALGEAE)		
CHAROPHYTA		
Characeae	**Characeae**	Νερά ανοικτά, στάσιμα έως αργά κινούμενα, πλούσια σε CaO_2. Βάθος 20-40m.
Chara sp.	**Characeae**	
GYMNOSPERMAE		
Taxodiaceae		Όχθες ποταμών, δασικοί τυρφώνες με υψηλή στάθμη νερού.
Glyptostrobus europaeus	*Glyptostrobus lineatus* (Poir) Dr	
Pinaceae		Δάση μικτά ή κωνοφόρα.
Picea sp.	*Picea* L.	
Abies sp.	*Abies* L.	
Pinus sp.	*Pinus* L.	
Myricaceae		Συχνά σε τυρφώνες και τελματικά δάση.
Myrica sp.	*Myrica* L.	
Salicaceae		Πεδία ενδιάμεσα ποταμών, μικτά δάση.
Populus sp.	*Populus* L.	
Betulaceae		
Alnus sp.	*Alnus* B. Ehrh	Πεδία ενδιάμεσα ποταμών, όχθες και δάση μέχρι τις ορεινές περιοχές.
Betula cf. *pubescens*	*Betula guboscens* Ehr.	Δασοτυρφώνες, όχθες, μικτά δάση και ενδιάμεσα ποταμών.
Caryophyllaceae		
Dianthus sp.	*Dianthus* L.	Περιφέρεια δασών, αμμώδη πεδία.
Magnolia sp.	*Magnolia* L.	Μικτά δάση εύκρατων περιοχών, δασοτυρφώνες σχετικά ξηροί και πεδία χαμηλών δασών.
Compositae	Compositae	Ανοικτών ξηρών βιοτόπων.
MONOCOTYLEDONEAE		
Alismataceae		
Alisma plantago-aquatica	*A. plantago-aquatica*	Πλούσιες σε διατροφικά στοιχεία λιμνούλες και καλαμώνες.
Caldesia jacutica	*Caldesia parnassiflora* (Bassi)	Υγρά πεδία και όχθες.
Hydrocharitaceae		Στάσιμα έως αργά κινούμενα νερά, παλαιά νερά, πλούσια σε διατροφικά στοιχεία.
Stratiotes intermedius	*Stratiotes aloides* L.	
Potamogetonaceae		Στάσιμα έως αργά κινούμενα νερά.
Potamogeton acutifolius	*Potamogeton* L.	
Potamogeton pucillus	*Potamogeton pucillus* L.	
Potamogeton cf. *natans*	*Potamogeton natans* L.	
DICOTYLEDONEAE		
Najadaceae		Στάσιμα έως αργά κινούμενα νερά και παλαιά νερά έως 3m.
Najas cf. *foveolata*	*Najas marina* L.	
Typhaceae		Καλαμώνες όχθεων, στασίμων νερών και τελμάτων.
Typha sp.	*Typha* L.	
Cyperaceae		
Dulichium spathaceum	*Dulichium arundinaceum* (L) Brit.	Τενάγη και μέτωπα χέρσευσης καλαμώνων.
Carex flagelata	*Carex rostrata* Stok.	Όχθες, τενάγη, μεγάλοι καλαμώνες.
Carex pseudocyperus	*Carex pseudocyperus*	Όχθες, τενάγη, μεγάλοι καλαμώνες.
Carex glomeratus	*Carex glomeratus*	Ανοικτά πεδία υγρών λιβαδιών και όχθες καλαμώνων.
Cladium mariscus	*Cladium mariscus* (L.) Pohl.	Όχθες καλαμώνων και τενάγη χαμηλών τυρφώνων και τελμάτων. Λίμνες όπισθεν καλαμώνων.
Nymphaeaceae		Στάσιμα έως αργά κινούμενα νερά.
Nymphaea cf. *alba*	*Nymphaea alba* L.	
Brasenia schreberi	*Brasenia schreberi* GMEL	
Brasenia sp.	*Brasenia* Schrb.	
Ceratophyllaceae		Στάσιμα έως αργά κινούμενα νερά (submires).
Ceratophyllum demersum	*Ceratophyllum demersum* L.	

Rosaceae		Περιφέρεια δασών, ενδιάμεσα ποταμών.
Rubus laticostatus	*Rubus idaeus* L.	
Rubus sp.	*Rubus* L.	
Lythraceae		Υγρά πεδία και λιβάδια.
Decodon globosus	*Decodon verticillatum* L.	
Trapaceae		Στάσιμα θερμά νερά φτωχά σε CaO_2.
Trapa cf. *natans*	*Trapa natans*	
Araliaceae		Μικτά δάση εύκρατων περιοχών.
Aralia pusilla	*Aralia cinensis*	
Apiaceae - Umbeliferae		Όχθες, τενάγη, πλημμυρισμένα πεδία και τυρφώνες.
Hydrocotyle vulgaris	*Hydrocotyle vulgaris* L.	
Callitrichaceae		Πεδία χαμηλά με αργά κινούμενα νερά.
Callitriche stagnalis	*Callitriche stagnalis* SCOP	
Caprifoliaceae		Περιφέρεια δασών, όχθες ποταμών, υγρές τάφροι.
Sambucus pulchela	*Sambucus nigra* L.	

Πίνακας 4. Κατανομή του συλλεχθέντος υλικού από το κοίτασμα της Λάβας (κατά Strasburger 1991)

Απολιθώματα	Αριθμός απολιθωμάτων	Σημερινά φυτά σύγκρισης	Περιβάλλον	Σημερινή εμφάνιση			Χρονική εξάπλωση							
				Εύκρατη ζώνη	Υποτροπικές περιοχές	Τροπικές	Ακουϊτάνιο	Βουρδιγάλιο	Λάνγκιο	Σερραβάλιο	Τορτόνιο	Μεσσήνιο	Πλακέντιο - Ζάνγκλιο	Πλειστόκαινο
Trematosphaerites lignitum (Heer) Mesch.	32	Sphaeriaceae	Δασικό έδαφος. Σαπροφυτικό.	▫										
Hysterographium sp.	1	*Hysterographium fraxini* Bl.	Μικτό δάσος.	▫										
Glyptostrobus europaeus (Brongn.) Ung.	3	*Glyptostrobus lineatus* (Poir) Dr.	Τυρφώνες, τέλματα, εν μέρει στάσιμα νερά.			•								
Picea sp.	1	*Picea* L.	Μικτό δάσος. Κωνοφόρα.	▫										
Taxodium sp.	20	*Taxodium* Rich	Τελματικό δάσος εσωτερικών βουνών.		▫									
Rumex cf. *acetocella* L.	12	*Rumex acetocella* L.	Λιβάδια, τάφροι, όχθες, χωράφια.	▫										
Lychnis cf. *flos-cuculi* L.	39	*Lychnis flos-cuculi* L.	Πεδία (κάτω) τυρφώνων. Υγρότοποι.	▫										
Ranunculus sceleratoides Nik.	1	*Ranunculus sceleratus* L.	Τελματικά πεδία.	▫										
Nuphar cf. *luteum* (L.) Sm.	18	*Nuphar luteum* (L.) Sm.	Στάσιμα έως αργά κινούμενα νερά.	▫										
Actinidia faveolata Cl. & E.M. Reid	22	*Actinidia arguta* vel *melanandra* (Sieb & Zucch.) Pland.	Πεδία σχετικά ξηρά εύκρατων περιοχών.		▫									
Rubus laticostatus Kirchh.	2	*Rubus idaeus* L.	Περιφέρεια δασών, ενδιάμεσα ποταμών, λιβάδια.	▫										
R. semirotundatus Lanc.-Srod.	1	*Rubus idaeus* L.		▫										
R. sp.	3	*Rubus idaeus* L.		▫										
Potentilla pliocenica E.M. Reid	6	*Potentilla dealbata, multifida nudicaulis, sericea, verticillaris* Bge.	Ανοικτά λιβάδια.	▫										
Hippuris vulgaris L.	6	*Hippuris vulgaris* L.	Στάσιμα έως αργά κινούμενα καθαρά νερά.	▫										
Hartziella miocenica Sz.	3	Onagraceae	Υγρά λιβάδια, τυρφώνες.	▫										
Lysimachia cf. *nummu-*	1	*Lysimachia nummu-*	Όχθες, τυρφώνες, υγρά	▫										

laria		*laria*	βυθίσματα.											
Lycopus europaeus L.	5	*Lycopus europaeus* L.	Όχθες, βυθίσματα.	▫										
Stachys cf. *sylvatica* L.	1	*Stachys sylvatica* L.	Θάμνοι και δάση φυλλοβόλων δέντρων.	▫										
Sambucus lucida Dor.	6	*Sambucus chinensis* Lindl.; *S. ebulus* L..	Περιφέρεια δασών, ενδιάμεσα δασών με υγρές περιοχές.	▫										
Stratiotes Kaltennordheimensis (Zenk.) Keilh	79	*Stratiotes aloides* L.	Στασιμα έως αργά κινούμενα νερά.	▫										
Potamogeton cf. *corticosus* Nik.	1	*Potamogeton* L.	Ανοικτά στάσιμα έως αργά κινούμενα νερά.	▫										
P. dubnanensis Kn.	1	*Potamogeton* L.		▫										
P. kunovicensis Kn.	3	*Potamogeton* L.		▫										
P. piestanensis kn.	4	*Potamogeton* L.		▫										
Sparagnium cf. *neglectum* Beeby	3	*Sparagnium neglectum* Beeby	Στάσιμα πλούσια σε διατροφή νερά.	▫										
Typha sp.	55	*Typha latifolia* sp.	Στάσιμα νερά, τέλματα.	▫										
Dulichium sp.	1	*Dulichium* Rich.	Λιμνούλες, τέλματα, υγρές όχθες.	▫										
Scirpus longispermus Dor.	11	*Scirpus* L.	Υγρά λιβάδια, ενδιάμεσα ποταμών τέλματα.	▫										
Carex cf. *flavaeformis* Lanc.-Srod.	2	*Carex* cf. *flava* L.	Υγρότοποι, λιβάδια, τυρώνες.	▫										
Spirematospermum wetzleri (Heer) Chandl.	2	Zingiberaceae	Υγρές περιοχές.			•								

4 ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

Για την καλύτερη συγκριτική μελέτη του παλαιοπεριβάλλοντος συστάθηκε ένα προσομοίωμα στο οποίο εντάσσονται οι σημαντικότεροι υγρότοποι ή ζώνες υγροτόπων. Στο σύνθετο περιβάλλον του μοντέλου που συντάχθηκε (Σχ. 2), διακρίνονται οι 9 ζώνες υγροτόπων εκ των οποίων οι περισσότερες μπορούν να χαρακτηριστούν ως «εν δυνάμει περιβάλλοντα σχηματισμού τύρφης» .

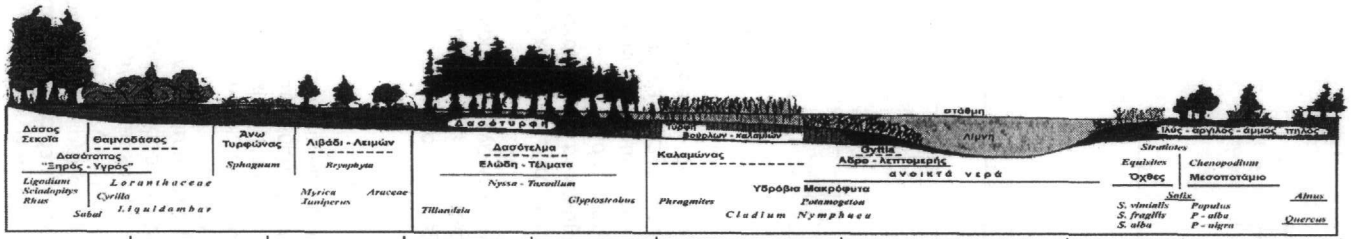
Στη συνέχεια, για κάθε είδος υγροτόπου ή ζώνης υγροτόπου, καταχωρήθηκαν τα χαρακτηριστικότερα από τις παρατηρήσεις, γνώσεις και εμπειρίες φυτά, τα οποία παρατίθενται στο ίδιο σχήμα (Σχ. 2), ακριβώς κάτω από τον αντίστοιχο υγρότοπο.

Τέλος, με την αξιολόγηση όλων των παραπάνω στοιχείων, αλλά και επί πλέον άλλων πρόσθετων γεωλογικών, καθίσταται δυνατή η αναπαράσταση του παλαιοπεριβάλλοντος, με ένα προσεγγιστικό προσομοίωμα, όπως αυτό της κεντρικής Πτολεμαΐδας, με βάση τα διαθέσιμα στοιχεία (Σχ. 3).

5 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Από τα απολιθώματα σπερμάτων και καρπών που συλλέχθηκαν συμπεραίνεται ότι αρκετά φυτά ευδοκιμούν σε περισσότερους του ενός υγροτόπους, όπως π.χ. αυτά που ευδοκιμούν στην ενδιάμεση ποταμών χέρσο συναντώνται συχνά επίσης και σε όχθες. Έτσι, είναι συνήθης η εικόνα παρουσίας ορισμένων φυτών τόσο σε ανοικτά νερά (λίμνες) όσο και σε εξαιρετικά αργά κινούμενα νερά, ή ακόμη σε άλλα, που εμφανίζονται στις όχθες και κολπίσκους ανοικτών νερών.

Ακόμα, δεδομένου ότι η συλλεχθείσα χλωρίδα από τα αμιγώς λιγνιτικά στρώματα ήταν πολύ περιορισμένη, για μια πλήρη εικόνα περί των συνθηκών σχηματισμού μιας λιγνιτοφόρου λεκάνης με εναλλαγές ιζημάτων και ορυκτών ανθράκων, απαιτούνται και τα διάφορα ανθρακοπετρογραφικά στοιχεία, όπως είναι οι διάφοροι δείκτες βλάστησης, στάθμης υδροφόρου ορίζοντα κ.λ.π., τα οποία αφορούν αποκλειστικά τα λιγνιτικά στρώματα. Αντίστοιχα, τα παλαιοβοτανικά στοιχεία και ιδιαίτερα τα σπέρματα και οι καρποί, για τους λόγους που αναφέρθηκαν, συμβάλλουν περισσότερο στη γνώση των παλαιοπεριβαλλοντικών συνθηκών των ενδιάμεσων στρωμάτων και αργιλικών λιγνιτικών στρωμάτων.

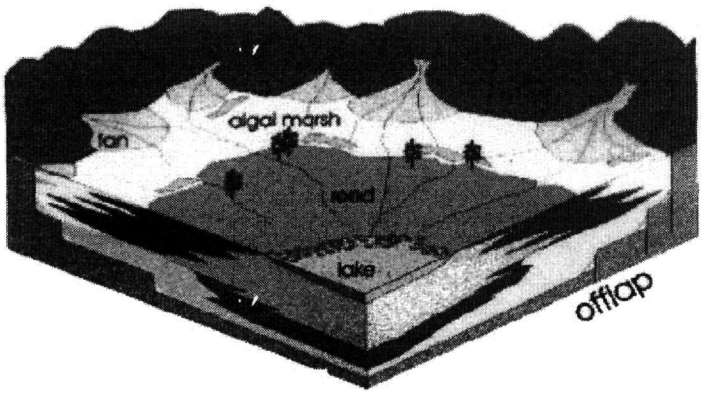


Ζώνη Άνω Τυρφώνων-Τελμάτων	Ζώνη Λιβαδιών	Ζώνη Ειδ. Μικτών Δασότοπων	Ζώνη Χέρσευσης-Τέλμα	Ζώνη Καλαμώνων	Ζώνη Λιμνών – Ανοικτά Νερά	Ζώνη Όχθων - Ακτών	Ζώνη Ενδιάμεσων Ποταμών
• Sphagnaceae: *Sphagnum sp.* • Lycopodiaceae: *L.inundatum* • Scheuchzeriaceae: *S.palustris* • Droseraceae: *D.rotundifolia* • Ericaceae: *E.ledum, groenlandicum, Andromeda polyfolia, Vaccinium oxycoccos, Vaccinium uliginosum, E.tetralix* • Myricaceae: *M.gale* • Cyperaceae: *Eriophorum vaginatum* • Liliaceae: *Narthecium ossifragum* • Scrophulariaceae: *Mekampyrum prateme ssp. paludosum* • Primulaceae: *Trientalis europaea* • Empetraceae: *Empetrum nigrum*	• Poaceae: *Molinia caerulea* • Cyperaceae: *Scirpus silvaticus* • Liliaceae: *Colchium autumnale, Fritillaria meleagris* • Iridaceae: *Iris sibirica, Gladiolus palustris* • Orchidaceae: *Dactylorhiza incarnata* • Polygonaceae: *Polygonum bistorta* • Ranunculaceae: *Trollius europaeus* • Caryophyllaceae: *Dianthus superbus, Lychnis flos-cuculi* • Saxifragaceae: *Parnassia palustris* • Rosaceae: *Potentilla erecta, Sanguisorba officinalis* • Geraniaceae: *Geranium palustris* • Gentianaceae: *Gentiana pneumonanthe, Swertia perennis* • Scrophulariaceae: *Gratiola officinalis* • Dipsacaceae: *Succisa pratensis* • Asteraceae: *Achillea ptarmica, Cirsium palustre, Serratula tinctoria, Crepis paludosa*	• Polypodiaceae: *Thelypteris palustris* • Osmundaceae: *O.regalis* • Araceae: *Calla palustris* • Apiaceae: *Peucedanum palustre* • Brassicaceae: *Cardamine amara* • Cyperaceae: *Carex elongata* • Primulaceae: *Lysimachia vulgaris, Lysimachia nummularia* • Boraginaceae: *Symphytum officinale* • Solanaceae : *Solanum dulcamara*	• Equisetaceae: *E.fluviatile* • Juncaceae: *J.effusus* • Cyperaceae : *Carex elata* • Orchidaceae : *Orchis palustris, Epipactis palustris* • Ranunculaceae : *R.flammula* • Rosaceae : *Potentilla palustris* • Euphorbiaceae : *E.palustris* • Violaceae : *V.palustris* • Onagraceae : *Epilobium palustre* • Apiaceae : *Cicuta virosa, Oenanthe aquatica* • Primulaceae : *P.farinosa* • Gentianaceae : *Menyanthes trifoliata* • Lamiaceae : *Scutellaria galericulata, Stachys palustris, Mentha aquatica* • Scrophulariaceae : *Scrophularia umbrosa, Pedicularis palustris* • Valerianaceae : *V.dioica*	• Cyperaceae: *Schoenoplectus lacustris, Cladium mariscus* • Typhaceae: *Typha latifolia, Typha angustifolia* • Poaceae : *Phragmites australis* • Sparganiaceae : *Sparganium erectum* • Araceae : *Acorus calamus* • Alismataceae: *Sagittaria sagittifolia, Alisma plantago-aquatica* • Najadaceae • Iridaceae: *Iris pseudacorus* • Butomaceae: *Butomus umbelatus* • Polygonaceae: *Rumex hydrolapathum* • Asteraceae: *Senecio paludosus* • Ranunculaceae • Convolvulaceae	• Isoëtaceae: *Isoëtes lacustris* • Ceratophyllaceae: *Ceratophyllum demersum* • Potamogetonaceae : *Potamogeton natans, Potamogeton perfoliatus, Potamogeton crispus* • Hydrocharitaceae : *Hydrocharis morsus-ranae, Elodea canadensis, Stratiotes aloides* • Haloragaceae : *Myriophyllum spinatum, Myriophyllum verticulatum* • Callitrichaceae : *Callitriche palustris* • Najadaceae : *Najas marina* • Ranunculaceae : *R.fluitans* • Lentibulariaceae : *Urticularia vulgaris* • Primulaceae : *Hottonia palustris* • Lemnaceae : *Lemna minor* • Marsileaceae : *Marsilea quadrifolia* • Salviniaceae : *Salvinia natans* • Nymphaeaceae : *Nymphaea alba, Nuphar lutea* • Cicatinaceae : *Nymphoides peltata* • Trapaceae : *Trapa natans* • Polygonaceae : *Polygonum amphibium* • Hyppuridaceae : *Hyppuris vulgaris*	• Scrophulariaceae: *Limosella aquatica* • Brassicaceae: *Roripa amphibia, Barbaraea vulgaris* • Polygonaceae : *P.hydropipes* • Asteraceae : *Bidens tripartita, Rudbeckia laciniata* • Poaceae : *Agrostis stolonifera* • Ranunculaceae : *R.repens* • Caryophyllaceae : *Myosoton aquaticum, Saponaria officinalis* • Lamiaceae : *Lycopus europaeus, Mentha longifolia* • Rosaceae : *Filipendula ulmaria* • Onagraceae : *Epilobium hirsutum* • Liliaceae: *Hemorocallis fulva* • Balsaminaceae: *Impatiens grandulifera*	• Poaceae: *Typhoides arundinacea* • Asteraceae: *Eupatorium cannabium, Cirstum oleraceum, Carditus crispus* • Rosaceae: *Rubus caesius* • Ranunculaceae: *R.ficaria , Thalictrum aquilegifolium* • Polypodiaceae: *Matteuccia struthiopteris* • Amaryllidaceae: *Scilla bifola, Leucojum aestivum, Galanthus nivalis, Gagea lutea* • Rubiaceae: *Gallum aparine* • Onagraceae: *Circaea lutetiana* • Caryophyllaceae: *Cucubalus baccifer* • Equisetaceae: *Equisetum hiemale* • Balsaminaceae: *Impatiens noli-tangere* • Apiaceae : *Angelica sylvestris, Aegopodium podagraria* • Urticaceae: *Urtica dioica* • Scrophulariaceae: *Lathraea squamaria* • Cannabaceae: *Humulus lupulus* • Liliaceae: *Allium ursinum* • Vitaceae : *Vita silvestris*

Ζώνη Πηγών και Ρυακιών

- Cratoneuron(aceae) : *Cratoneuron commutatum*
- Poaceae : *Glyceria fluitans*
- Brassicaceae : *Nasturtium officinale*
- Scrophulariaceae : *Veronica beccabunga*
- Apiaceae : *Berula erecta*
- Ranunculaceae : *Caltha palustris*
- Saxifragaceae : *Chrysoplanium alternifolium*
- Asteraceae : *Petasites hybridus*
- Rosaceae : *Geum rivale*
- Cyperaceae : *Carex pendula*
- Equisetaceae : *Equisetum telmateia*
- Amaryllidaceae : *Leucojum vernum*
- Lentibulariaceae : *Pinguicula vulgaris*
- Boraginaceae : *Myosotis palustris*

Σχήμα2.Οι 9 ζώνες υγροτόπων με τα χαρακτηριστικά τους φυτά (κατά Wendelberger 1986, τροποποιημένο).



Σχήμα 3. Προσεγγιστικό μοντέλο αναπαράστασης παλαιοπεριβάλλοντος της λεκάνης κεντρικής Πτολεμαΐδας (Kaouras 1989).

Ο συνδυασμός των δύο μεθόδων εγγυάται τη βέλτιστη αξιολόγηση των στοιχείων προκειμένου να μελετηθεί το παλαιοπεριβάλλον γένεσης ενός λιγνιτικού κοιτάσματος.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Οι συγγραφείς θα ήθελαν να ευχαριστήσουν τους κκ. Β. Μακρή, Δ. Σίσκο, Ν. Τσακίρη, Α. Νίκου και Π. Καλαϊτζόπουλο της Διεύθυνσης Γεωλογικών και Κοιτασματολογικών Μελετών της Δ.Ε.Η. για τη βοήθειά τους κατά τη δειγματοληψία.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Antoniadis P., Gregor H., Mavridou E., 2003a. Paleoenvironmental interpretation based on seeds and fruits of the Domenikon lignite deposit. *Flora Tertiaria Mediterranea, 7*, 15-37, München.

Antoniadis P., Gregor H., Mavridou E., 2003b. The seed- and fruitflora from the Mavropigi lignite deposit (Greece) and its paleoenvironmental interpretation. *Flora Tertiaria Mediterranea*, 6, 51-63, München.

Antoniadis P., Gregor H., 1996. Zum Fossilinhalt der Braunkohlen – Lagerstätte Amynteon bei Kozani in NW-Griechenland. *Documenta Naturae*, 105(2), 1-16, München.

Antoniadis P., Rieber E., 1997. Zu Fossilinhalt, Kohlengenese und Stratigraphie des Kohlebeckens von Lakia in Nordgriechenland. *Acta Palaeobotanica*, 37, 61-80, Krakow.

Antoniadis P., Rieber E., 1995. Zu Fossilinhalt, Sedimentologie und Stratigraphitie der Kohle der Lagerstätte Apophysi-Ag. Anargyri in NW-Griechenland. *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. Hist. Geol.*, 35, 193-215, München.

Antoniadis P., Rieber E., 1992. Zur Genese und Stratigraphie der Braunkohle von Drama unter Berücksichtigung des Fossilsinhalts. *Newsl. Stratigr.*, 27(1/2), 1-32, Berlin-Stuttgart.

Kaouras G. 1989. *Kohlepetrographische, Palynologische und Sedimentologische Untersuchungen der pliozänen Braunkohle von Kariochori bei Ptolemais/NW – Griechenland.* Dissert. d. Math.-Naturwiss. Fachb. der Georg – August – Univ. zu Göttingen, Göttingen.

Katz N.Ja., Katz S.V., Kipiani M.G., 1965. *Atlas and keys of fruits and seeds occurring in the Quaternary Deposit of the USSR.* Publishing House "NAUKA", Moscow.

Knobloch E., 1981. Neuse Paläobotanische Untersuchungen im Pannon und Pont des Mährischen Teils des Wiener Beckens. *Acta Musei Nationalis Pragae*, XXXVI B (1981), 3-4, Prague.

Strasburger E., 1991. *Lehrbuch der Botanik für Hochschulen*, Stuttgart-Jena-New York, Gustav Fischer Verlag.

Wendelberger E., 1986. *Pflanzen der Feuchtgebiete.* Spectrum der Natur BLV Intensivführer, München, Wien, Zürich.

ABSTRACT

SEED AND FRUIT FOSSILS IN GREEK LIGNITE DEPOSITS

Antoniadis P. and Mavridou E.

Section of Geological Sciences, School of Mining and Metallurgical Engineering, National Technical University of Athens, 157 80,Athens, antoniad@metal.ntua.gr, lmavridou@yahoo.com

The aim of this study is to present a collection of seed and fruit fossils coming from several Greek lignite deposits. What is presented is part of an effort to create a complete collection that could be used in the future from scientists as a reference when studying Greek lignites and specially their paleoenvironment conditions. A general wetland model as a possible environment of peat formation is presented together with the representative flora for each wetland type. Seed and fruit fossils can not only provide adequate information for the reconstruction of paleoenvironment where lignite was formed, but can also contribute to the determination of age and stratigraphic classification of the lignite deposits. In three lignite deposits, namely Drama, Ag. Anargiri, and Lava, the information coming from found seed and fruit fossils was processed and the paleoenvironment conditions together with the age of the deposits were determined.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

ΜΙΚΡΟΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΠΥΡΗΝΑ Z1 ΑΠΟ ΤΟ ΙΟΝΙΟ ΠΕΛΑΓΟΣ: ΠΡΩΤΑ ΠΑΛΑΙΟΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΚΑ-ΠΑΛΑΙΟΟΙΚΟΛΟΓΙΚΑ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Γεραγά Μ.[1], Μυλωνά Γ.[1], Τσαϊλά-Μονόπωλη Στ.[2], Παπαθεοδώρου Γ.και Φερεντίνος Γ.[1]
[1]*Εργαστήριο Θαλάσσιας Γεωλογίας & Φυσικής Ωκεανογραφίας, Τμήματος Γεωλογίας, Παν/μιο Πάτρας.*

[2]*Εργαστήριο Μικροπαλαιοντολογίας, Τμήματος Γεωλογίας, Παν/μιο Πάτρας*

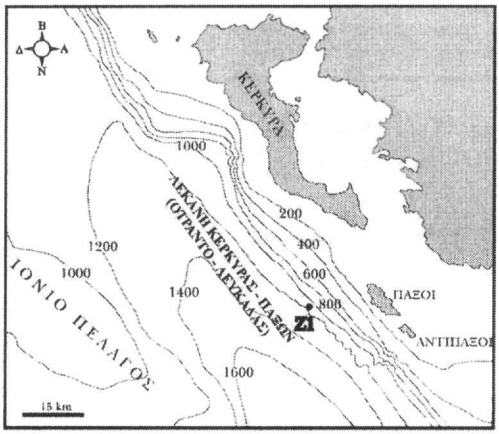
ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στα ιζήματα του πυρήνα Z1, που συλλέχθηκε στο Ιόνιο πέλαγος, πραγματοποιήθηκαν μικροπαλαιοντολογικές (πλαγκτονικά τρηματοφόρα) και ισοτοπικές ($\delta^{18}O$) αναλύσεις. Τα προκαταρκτικά αποτελέσματα της μελέτης οδήγησαν στον εντοπισμό τριών κύριων κλιματικών περιόδων: την τελευταία παγετώδη περίοδο, την μεταβατική περίοδο και το Ολόκαινο. Οι θερμότερες κλιματικές συνθήκες εντοπίζονται κατά τη διάρκεια σχηματισμού του σαπροπηλού S1. Ο σχηματισμός του S1 αποδίδεται στην επικράτηση θερμών και ταυτόχρονα χαμηλής αλατότητας επιφανειακών νερών που είχε ως αποτέλεσμα τη μείωση του ρυθμού κυκλοφορίας στην υδάτινη στήλη και την ανάπτυξη ανοξικών συνθηκών στα νερά του πυθμένα. Επιπλέον, εντοπίστηκαν τέσσερα ψυχρά γεγονότα σύντομης διάρκειας: Το πρώτο κατά τη μεταβατική περίοδο από την τελευταία παγετώδη περίοδο στο Ολόκαινο και πιθανώς πρόκειται για το γεγονός Younger Dryas. Τα άλλα τρία εντοπίζονται κατά τη διάρκεια του Ολοκαίνου εκ των οποίων το πρώτο συμπίπτει με τη λήξη του S1 και το δεύτερο εντοπίζεται κατά τη διάρκεια απόθεσης του S1, χωρίς όμως να προκαλεί (στα μέχρι σήμερα αποτελέσματα) σαφή διακοπή στην ιζηματογένεσή του, όπως έχει εντοπιστεί σε αντίστοιχες περιπτώσεις πυρήνων από την Ανατολική Μεσόγειο

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Κλιματική αστάθεια χαρακτηρίζει την τελευταία παγετώδη περίοδο και το Ολόκαινο όπως προκύπτει από συστηματικές μελέτες σε θαλάσσια ιζήματα υψηλών γεωγραφικών πλατών στις οποίες έχουν καταγραφεί μια σειρά θερμών και ψυχρών γεγονότων σύντομης διάρκειας (Bond et al. 1992, Bond et al. 1997). Οι περισσότερες μελέτες στο χώρο της Ανατολικής Μεσογείου εστιάζονταν στον εντοπισμό παλαιοωκεανογραφικών συνθηκών που σχετίζονται με την ανάπτυξη των σαπροπηλικών ακολουθιών (Cita et al. 1977). Τα τελευταία χρόνια μελέτες υψηλής ανάλυσης σε θαλάσσια ιζήματα της Μεσογείου έχουν εντοπίσει κλιματικά γεγονότα σύντομης διάρκειας δείχνοντας ότι κλιματική αστάθεια χαρακτήριζε και την περιοχή της Μεσογείου στο ίδιο χρονικό διάστημα (Rohling et al. 1997, Geraga et al. 2000, Casford et al. 2001).

Σκοπός της παρούσας εργασίας είναι η εκτίμηση των παλαιοκλιματολογικών-παλαιωκεανογραφικών συνθηκών που επικρατούσαν στην περιοχή του Ιονίου Πελάγους κατά το Ανώτερο Τεταρτογενές. Τα αποτελέσματα βασίζονται στη μελέτη της μικροπανίδας (πλαγκτονικά τρηματοφόρα) και των ισοτόπων οξυγόνου ($\delta^{18}O$) στα ιζήματα του πυρήνα Z1 που συλλέχθηκε από την κατωφέρεια της λεκάνης Οτράντο- Λευκάδας, δυτικά των Παξών (φ $39^0$15'11,17'' και λ $19^0$51'59,68'') σε βάθος 1160m (Σχ. 1).



Σχήμα 1. Χάρτης της περιοχής μελέτης στην οποία φαίνεται η θέση πυρηνοληψίας του Z1.

2 ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ

Αρχικά στον πυρήνα Z1 έγινε λεπτομερής μακροσκοπική περιγραφή, προκειμένου να αναγνωριστούν οι κύριες λιθολογικές ενότητες.

Για τις μικροπαλαιοντολογικές αναλύσεις, τα δείγματα ιζήματος πλύθηκαν με αραιό διάλυμα H_2O_2 (Aksu et al. 1995). Ακολούθησε υγρό κοσκίνισμα και το κλάσμα των >150 μm ξηράθηκε σε φούρνο στους 50^{0}C. Μετά την ξήρανσή τους, τα δείγματα ομογενοποιήθηκαν με τη χρήση του Otto splitter, ώστε το κάθε ένα από αυτά να περιέχει περίπου 200 πλαγκτονικά τρηματοφόρα. Συνολικά αναλύθηκαν 69 δείγματα η απόσταση μεταξύ των οποίων είναι 1,84cm κατά μέσο όρο.

Ο προσδιορισμός του οργανικού άνθρακα (C_{org}) έγινε σύμφωνα με τους Gaudette et al. (1974). Συνολικά αναλύθηκαν 43 δείγματα.

Οι ισοτοπικές αναλύσεις βασίστηκαν στις μετρήσεις της μεταβολής της σχέσης O^{18}/O^{16} σε κελύφη ατόμων του πλαγκτονικού τρηματοφόρου *Globigerinoides ruber*. Τα δείγματα αναλύθηκαν στο Πανεπιστήμιο του Εδιμβούργου της Αγγλίας (Laboratory of Geology and Geophysics). Συνολικά αναλύθηκαν 43 δείγματα η απόσταση μεταξύ των οποίων είναι 2,84cm κατά μέσο όρο.

Στο Z1 έγιναν δυο ραδιοχρονολογήσεις, οι οποίες πραγματοποιήθηκαν σε κελύφη ατόμων *Gs.ruber*. Οι αναλύσεις έγιναν με τη μέθοδο Accelerator Mass Spectometry (AMS) στο εργαστήριο Beta Analytic INC (Florida, USA), (Πιν. 1).

Τέλος στα αποτελέσματα των μικροπαλαιοντολογικών αναλύσεων και του προσδιορισμού του C_{org}, εφαρμόστηκε η πολυδιάστατη στατιστική μέθοδος της παραγοντικής ανάλυσης R- τύπου (Davis 1985).

Πίνακας 1. Κωδικοί και βάθη δειγματοληψίας των δειγμάτων που ραδιοχρονολογήθηκαν.

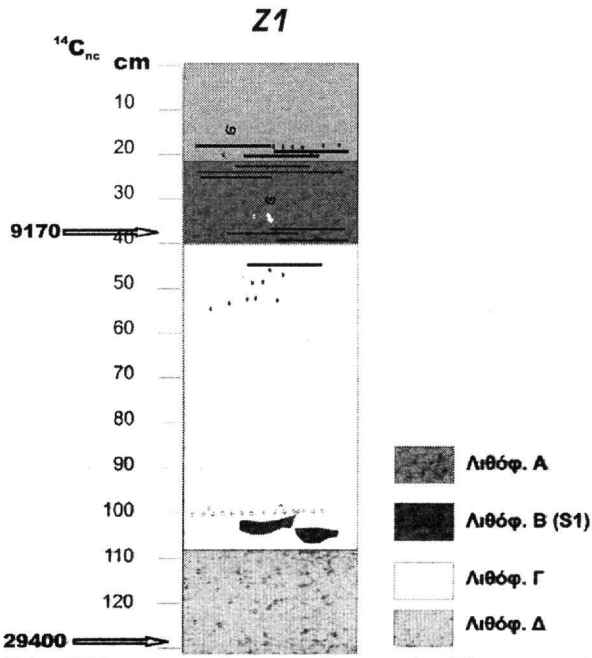
Βάθος (cm)	Κωδικός δείγματος εργαστηρίου	Μετρήσιμη ηλικία ($^{14}C_{nc}$)	Απόκλιση (χρόνια)
37	Beta 166998	9170	380
129	Beta 166999	29400	370

3 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ- ΣΥΖΗΤΗΣΗ

3.1 Ιζήματα

Η μακροσκοπική παρατήρηση του πυρήνα Z1 οδήγησε στον προσδιορισμό τεσσάρων λιθοφάσεων (Σχ. 2). Η 1^η λιθοφάση (0-22,5 cm) αποτελείται από καφέ- γκρι ημιπελαγική ιλύ με υψηλή συμμετοχή θραυσμάτων από κελύφη. Στη βάση της λιθοφάσης εντοπίζονται σκουρόχρωμες ενστρώσεις και κόκκοι οξειδίων μετάλλων. Η 2^η λιθοφάση (22,5- 40 cm) αποτελείται από λαδόχρωμη ιλύ και περιέχει υψηλό ποσοστό C_{org} (0,5-1,8 %) (Σχ. 4). Τα χαρακτηριστικά της λιθόφασης αυτής δείχνουν ότι πρόκειται για σαπροπηλιτική ακολουθία (Anastasakis & Stanley 1984). Σύμφωνα με την πρώτη ρα-

διοχρονολόγηση η λιθοφάση αντιστοιχεί στο σαπροπηλό S1, ο οποίος έχει εντοπιστεί στους περισσότερους πυρήνες της Μεσογείου (Rasmussen 1991, Aksu et al. 1995). Η 3η λιθόφαση (40- 109 cm) αποτελείται από γκρι ημιπελαγική ιλύ και αυξημένη συγκέντρωση κελυφών. Η 4η λιθόφαση (109- 131 cm) αποτελείται από καφέ- γκρι ιλύ με αυξημένη παρουσία χονδρόκοκκου υλικού.



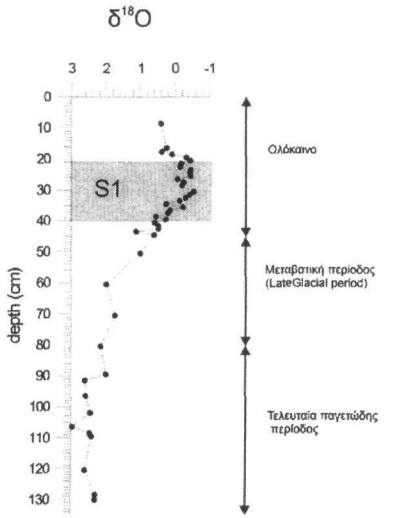
Σχήμα 2. Μακροσκοπική περιγραφή του πυρήνα Z1.

3.2 Ισότοπα οξυγόνου ($\delta^{18}O$)

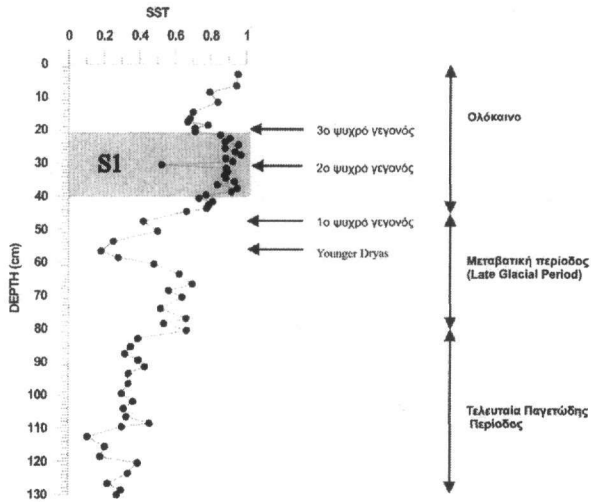
Η κατακόρυφη κατανομή των ισοτόπων οξυγόνου, οδήγησε στον προσδιορισμό τριών ενοτήτων (Σχ. 3). Στη βάση του πυρήνα (131-90 cm) παρατηρούνται υψηλές τιμές ισοτόπων οξυγόνου (2,287-2,961 ‰), υποδηλώνοντας τις ψυχρές κλιματικές συνθήκες κατά τη διάρκεια της τελευταίας παγετώδους περιόδου. Στη συνέχεια και περίπου μέχρι τα 45 cm οι τιμές των ισοτόπων μειώνονται δηλώνοντας έτσι τη βελτίωση των κλιματικών συνθηκών κατά τη μεταβατική περίοδο από την τελευταία παγετώδη προς την τελευταία μεσοπαγετώδη περίοδο (Late Glacial Period). Στα ανώτερα τμήματα του πυρήνα (45-0 cm) οι τιμές των ισοτόπων παρουσιάζονται σταθερά χαμηλές δηλώνοντας έτσι τις θερμές κλιματικές συνθήκες που επικρατούν κατά τη διάρκεια του Ολοκαίνου (Rasmussen 1991, Aksu et al. 1995). Παρόμοια τάση επικρατεί στα ιζήματα όλων των πυρήνων της Ανατολικής Μεσογείου το ίδιο χρονικό διάστημα και συνδέονται με την επικράτηση χαμηλής αλατότητας και υψηλής θερμοκρασίας των επιφανειακών νερών κατά τη διάρκεια απόθεσης του S1 (Cita et al. 1977, Rohling et al. 1997, Geraga et al. 2000). Αμέσως μετά το τέλος απόθεσης του σαπροπηλού, οι τιμές του $\delta^{18}O$ αυξάνονται και σταθεροποιούνται μεταξύ –0,182 και 0,400‰. Πριν την έναρξη του σαπροπηλού S1, στα 43cm οι τιμές του $\delta^{18}O$ αυξάνονται απότομα και για μικρό χρονικό διάστημα, και αποτελούν τις υψηλότερες τιμές του $\delta^{18}O$ (1,111‰) κατά τη διάρκεια του Ολοκαίνου.

3.3 Πλαγκτονικά τρηματοφόρα

Τα είδη των πλαγκτονικών τρηματοφόρων που αναγνωρίστηκαν συνολικά στα ιζήματα του πυρήνα Z1 είναι τα εξής: *Globigerinoides ruber, Gs.sacculifer, Gs.trilobus, Gs.obliquus, Gs.quadrilobatus, Globigerina bulloides, Gg.falconensis, Gg.rubescens- tenellus, Orbulina universa, Globigerinella aequilateralis, Ga.calida, Neogloboquadrina dutertrei, N.pachyderma, Globorotalia inflata, Gr.truncatulinoides, Gr.crassaformis, Gr. scitula, Gr.anfracta, Globigerinita glutinata, Ge.digitata, Turborotalita quinqueloba*



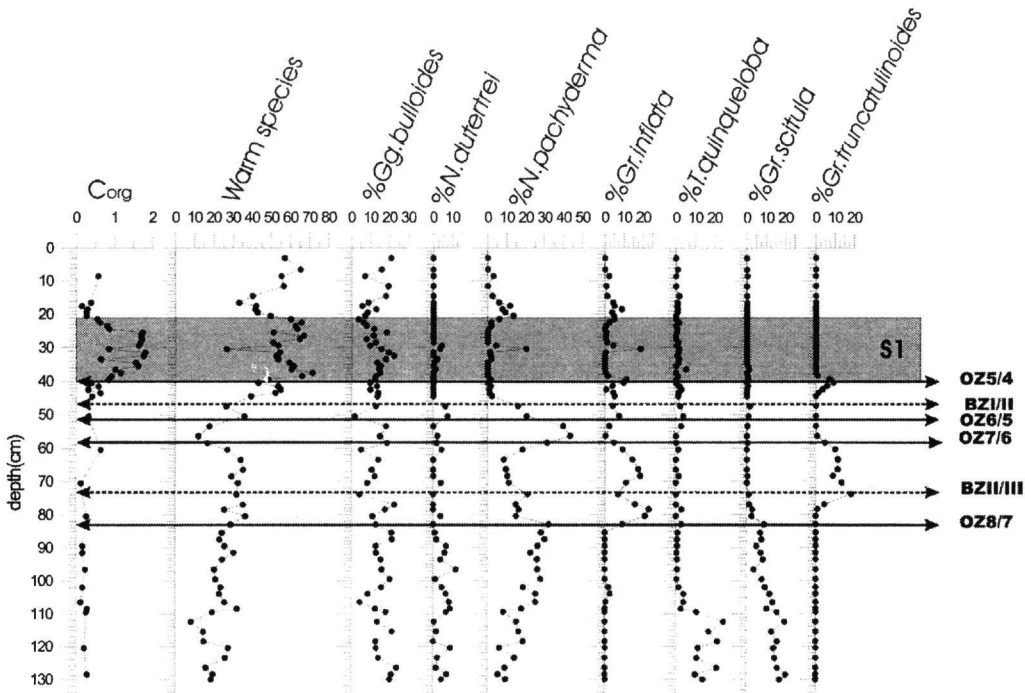
Σχήμα 3α. Κατακόρυφη κατανομή των ισοτόπων οξυγόνου $\delta^{18}O$ των ιζημάτων του πυρήνα Z1



Σχήμα 3β. Κατακόρυφη κατανομή των τιμών του δείκτη της επιφανειακής θαλάσσιας θερμοκρασίας (SST).

Στην εικόνα του σχήματος 4 παρουσιάζονται οι κατακόρυφες κατανομές του οργανικού άνθρακα και των κυριότερων πλαγκτονικών τρηματοφόρων. Σύμφωνα με αυτές, τα κατώτερα στρώματα του Z1 (~130-80cm) χαρακτηρίζονται από υψηλή συμμετοχή των *N. dutertrei, N. pachyderma*, *T. quinqueloba* και *Gr. scitula*, τα οποία είναι δείκτες ψυχρών κλιματικών συνθηκών και από χαμηλή συμμετοχή των θερμών ειδών (*Gs. ruber, Gs.sacculifer, Gs.trilobus, Gs.obliquus, Or. universa και Gl. aequilateralis*) (Σχ. 4). Η παρατήρηση αυτή συμφωνεί με τις υψηλές τιμές των $\delta^{18}O$ και δηλώνει την επικράτηση ψυχρών επιφανειακών νερών κατά τη διάρκεια της τελευταίας παγετώδους περιόδου. Οι ψυχρότερες κλιματικές συνθήκες της περιόδου εντοπίζονται μεταξύ 130cm και 110cm, όπου παρατηρούνται οι υψηλότερες συγκεντρώσεις της ψυχρής μικροπανίδας σε συνδυασμό με τους ισχυρότερους εμπλουτισμούς των τιμών $\delta^{18}O$. Σύντομες αυξήσεις των θερμών ειδών σε βάθη 108cm και 125cm συνιστούν αλλαγή του παλαιοκλίματος προς θερμότερες συνθήκες. Η έλλειψη αναλύσεων $\delta^{18}O$ στα διαστήματα αυτά δεν μας επιτρέπουν την ασφαλή εξαγωγή συμπερασμάτων. Στο διάστημα μεταξύ 80cm έως 60cm η συμμετοχή των θερμών ειδών είναι αυξημένη ενώ παράλληλα παρατηρείται υψηλή συγκέντρωση των *Gr. inflata*. Το είδος αυτό προτιμά ευτροφικά περιβάλλοντα με καλή ανάμειξη της υδάτινης στήλης (Lourens et al. 1992). Στο διάστημα που ακολουθεί και ως τα 50cm παρατηρείται απότομη αύξηση των *N. pachyderma*. Το είδος αυτό συνδέεται με την ανάπτυξη του στρώματος μέγιστης χλωροφύλης (DCM) (Fairbanks et al. 1980). Παράλληλα, στο ίδιο διάστημα παρατηρείται σύντομη μείωση της συγκέντρωσης των θερμών ειδών που υποδηλώνει πρόσκαιρη μείωση της θερμοκρασίας των επιφανειακών νερών.

Στα ανώτερα 50cm παρατηρείται σταδιακή αύξηση και κυρίαρχη επικράτηση της θερμής μικροπανίδας που σε συνδυασμό με τις χαμηλές τιμές $\delta^{18}O$ δηλώνουν επικράτηση θερμών επιφανειακών νερών κατά τη διάρκεια του Ολοκαίνου. Οι υψηλότερες συγκεντρώσεις των θερμών ειδών παρατηρούνται κατά τη διάρκεια απόθεσης του S1 μεταξύ 40-35cm και 28-20cm. Πρόσκαιρες μειώσεις της συγκέντρωσης των θερμών ειδών παρατηρούνται στα 50cm, 40cm, 30cm και 20cm, τα οποία συμπίπτουν με μικρές αυξήσεις των *N. pachyderma* και *Gr. inflata*. Οι μεταβολές αυτές στη μικροπανίδα συνδέονται: (α) στα 40cm με σύντομη αύξηση των τιμών του $\delta^{18}O$, δηλώνοντας σύντομη επιδείνωση των κλιματικών συνθηκών, (β) στα 30cm με σύντομες και σποραδικές μειώσεις του ποσοστού του Corg δηλώνοντας μικρές αλλαγές στην ιζηματογένεση του σαπροπηλού S1 και (γ) στα 20cm με αυξήσεις των τιμών $\delta^{18}O$ και τη διακοπή της σαπροπηλικής ιζηματογένεσης του S1.



Σχήμα 4. Κατακόρυφες κατανομές του ποσοστού του C_{org} και της συγκέντρωσης των σημαντικότερων πλαγκτονικών τρηματοφόρων του πυρήνα Z1. Σε γκρι πλαίσιο υποδηλώνεται η παρουσία του σαπροπηλού S1, ενώ με γραμμές σημειώνονται τα όρια των βιοζωνών (διακεκομμένες γραμμές) και των οικοζωνών (συνεχείς γραμμές), όπως αναφέρονται στο αντίστοιχο κείμενο.

Κατά τη διάρκεια του Ολοκαίνου έχουν αναγνωρισθεί 7 ψυχρά, σύντομης διάρκειας γεγονότα σε πυρήνες ιζήματος υψηλών γεωγραφικών πλατών (Bond et al. 1997). Κάποια από αυτά αναγνωρίζονται και στα θαλάσσια ιζήματα της Ανατολικής Μεσογείου (Casford et al. 2001). Μάλιστα δύο από αυτά συνδέονται με τη σύντομη διακοπή (στα 7-8 ka) και τη λήξη (5-6 ka) της ιζηματογένεσης του S1 (Rohling et al. 1997, Geraga et al. 2000). Βάση των παραπάνω, τρία από τα γεγονότα αυτά φαίνεται ότι έχουν εντοπιστεί και στα ιζήματα του Z1 στα 40cm, 30cm και 20cm. Πρέπει να σημειωθεί ότι στον πυρήνα Z1, η σύντομη μεταβολή των κλιματικών συνθηκών στα 30cm δεν συνδέεται με σαφή διακοπή της σαπροπηλικής ακολουθίας του S1, όπως φαίνεται τόσο μακροσκοπικά όσο και στην κατακόρυφη κατανομή του ποσοστού του Corg.

3.4 Δείκτης της επιφανειακής θαλάσσιας θερμοκρασίας

Χρησιμοποιώντας ως δείκτες θερμού κλίματος τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα: *Gs.ruber, Gs.sacculifer, G.trilobus, G.obliquus, Gg.rubesces tenellus, Orb.universa, Ga.aequilateralis,* και ως ψυχρού κλίματος τα: *N.pachyderma, Gr.scitula, Gg.quinqueloba, Ga.glutinata* εκτιμήθηκε ο δείκτης της επιφανειακής θαλάσσιας θερμοκρασίας (SST) ως το πηλίκο του ποσοστού των θερμών ειδών προς το άθροισμα των ποσοστών των θερμών και ψυχρών ειδών (Lourens et al., 1992) και κατασκευάστηκε η κατακόρυφη κατανομή των τιμών της (Σχ. 3β).

Η κατακόρυφη κατανομή του δείκτη της επιφανειακής θαλάσσιας θερμοκρασίας συνηγορεί με τις προηγούμενες παρατηρήσεις στην εξέλιξη του παλαιοκλίματος. Οι χαμηλότερες τιμές της θερμοκρασίας εντοπίζονται μεταξύ 130cm έως 80cm δηλώνοντας την παρουσία της τελευταίας παγετώδους περιόδου. Οι τιμές του δείκτη αυξάνονται μεταξύ 80cm έως 60cm δηλώνοντας τη μετάβαση από την τελευταία παγετώδη περίοδο στο Ολόκαινο. Μεταξύ 60 και 50cm ο δείκτης μειώνεται απότομα δηλώνοντας την επικράτηση ενός σύντομου ψυχρού γεγονότος, πιθανώς του Younger Dryas. Μετά τα 50cm οι τιμές του δείκτη αυξάνονται έως την οροφή του πυρήνα και διατηρούνται σταθερά υψηλές δηλώνοντας την επικράτηση του Ολοκαίνου. Οι μέγιστες τιμές στο διάστημα αυτό παρατη-

ρούνται κατά την απόθεση του σαπροπηλού ενώ οι ελάχιστες στα 40cm, 30 cm και 20 cm, δηλώνοντας την επικράτηση σύντομων θερμών και ψυχρών γεγονότων, αντίστοιχα.

3.5 Βιο- στρωματογραφία

Βάση των κατακόρυφων κατανομών των συγκεντρώσεων των πλαγκτονικών τρηματοφόρων (Σχ. 4), εντοπίστηκαν οι τρείς βιοζώνες, όπως προσδιορίστηκαν από τους Jorissen et al. (1993), σε πυρήνες της Μεσογείου. Έτσι στον πυρήνα Z1 προκύπτει ότι το όριο των βιοζωνών II και III (BZII/III) (12.700yrs BP) εντοπίζεται στα 80cm και το όριο της βιοζώνης I με τη II (BZI/II) (9.600yrs BP) στα 45cm (Σχ. 4). Η BZI χαρακτηρίζεται από αύξηση των θερμών ειδών και αφθονία του *Gs.ruber*, ενώ η βάση της οριοθετείται από την απότομη αύξηση της *Gr.inflata*. Η BZI συνδέεται με την επικράτηση του Ολοκαίνου. Στη BZII έχουμε μικρή παρουσία των θερμών ειδών, αύξηση των *Neogloboquadrina* και απότομη εξαφάνιση της *Gr.scitula*. Η BZII συνδέεται με την επικράτηση της μεταβατικής περιόδου από την τελευταία παγετώδη περίοδο στο Ολόκαινο (Late Glacial). Η BZIII χαρακτηρίζεται από συνεχή παρουσία της *Gr.scitula* και μικρή συμμετοχή των θερμών ειδών. Η *Gr.inflata* απουσιάζει με εξαίρεση την οροφή της βιοζώνης αυτής. Η BZIII αντιστοιχεί στην τελευταία παγετώδη περίοδο.

3.6 Οικο- στρωματογραφία

Κατά τη μελέτη των κατακόρυφων κατανομών των συγκεντρώσεων των πλαγκτονικών τρηματοφόρων, αναγνωρίστηκαν οι οικοζώνες 4- 8 (Σχ. 4) όπως περιγράφονται από τους Capotondi et al.(1999), στην κεντρική Μεσόγειο. Το όριο της οικοζώνης 7 με την 8 (OZ8/7) (13.200yrs BP) εντοπίζεται στα 83 cm με απότομη αύξηση της *Gr.inflata* και μείωση του ποσοστού της *Gr.scitula*. Η οικοζώνη 7 περιορίζεται στο διάστημα 58- 83cm με αξιοσημείωτη παρουσία των *Gr.inflata* και *Gr.truncatulinoides*. Η απότομη μείωση της *Gr.inflata* στα 58 cm οριοθετεί την οικοζώνη αυτή με την 6 (OZ7/6) (11.400yrs BP), η οποία φτάνει ως τα 52 cm και χαρακτηρίζεται από απότομη μείωση των *Gs.ruber* και *Gr.inflata*. Σύμφωνα με τους Capotondi et al. (1999) η οικοζώνη αυτή αντιστοιχεί στην επικράτηση του ψυχρού γεγονότος Younger Dryas. Η απότομη μείωση των *N.pachyderma* και *Gg.bulloides* καθώς και η επανεμφάνιση της *Gr.inflata*, οριοθετούν την οικοζώνη 6 με την 5 (OZ6/5) (10000yrs BP), η οποία εκτείνεται ως τα 40 cm. Η οικοζώνη 4, από τα 40 cm (OZ5/4) (9000yrs BP), συνοδεύεται από έντονη παρουσία του *Gs.ruber* και των θερμών πλαγκτονικών ειδών ενώ απουσιάζουν τα ψυχρά είδη, σηματοδοτώντας έτσι την έναρξη της σαπροπηλιτικής ιζηματογένεσης.

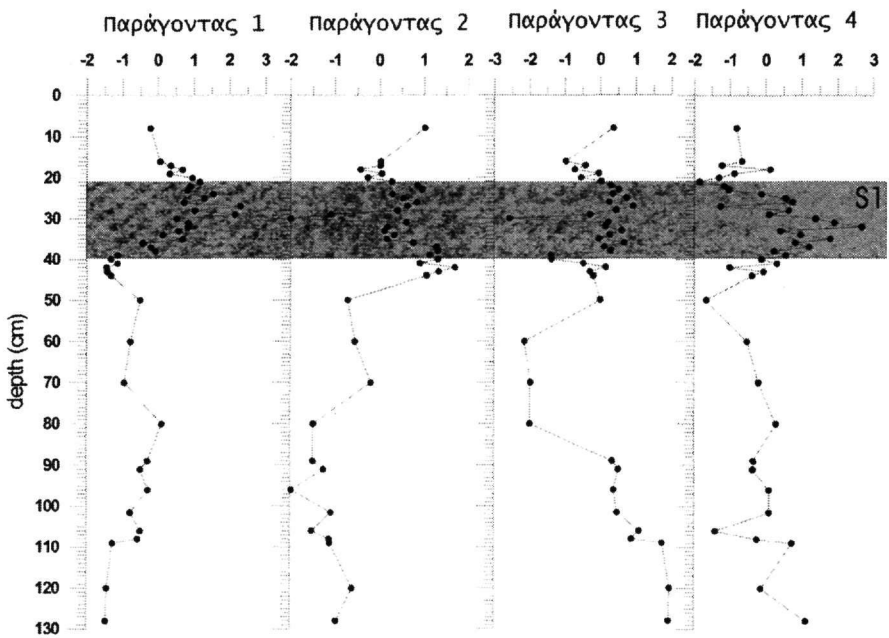
3.7 Στατιστική ανάλυση

Η παραγοντική ανάλυση R-τύπου εφαρμόστηκε στα αποτελέσματα των μικροπαλαιοντολογικών αναλύσεων και του ποσοστού του Corg (Davis 1985). Επιλέχθηκε το τετραμελές μοντέλο, που εκφράζει το 75% της ολικής διακύμανσης των δεδομένων. Στο Σχήμα 5 παρουσιάζονται οι κατακόρυφες κατανομές των παραγοντικών τιμών, έτσι όπως αυτές προέκυψαν μετά την εφαρμογή της ανάλυσης.

Ο πρώτος παράγοντας (Πιν. 2, Σχ. 5) είναι διπολικός και δηλώνει την αρνητική σχέση των *Orb.uninersa, Gs.sacullifer, Gs.trillobus, Gs. quadrilobatus, Ga.aequilateralis, Ga. calida* και του Corg (θετικές τιμές) με τα *Gr. scitula, Ge.glutinata* και *T. quinqueloba* (αρνητικές τιμές). Ο δεύτερος παράγοντας (Πιν. 2, Σχ. 5) είναι επίσης διπολικός και δηλώνει την αντιπάθεια των *Gs. ruber, Orb. uninersa, Gs. sacullifer, Ga. aequilateralis* (θετικές τιμές) με τα *Gr. scitula, N. pachyderma* και *N. dutertrei* (αρνητικές τιμές). Ο τρίτος παράγοντας (Πιν. 2, Σχ. 5) είναι διπολικός και δηλώνει την αρνητική σχέση των *T. quinqueloba, Gr. scitula* (θετικές τιμές) με τα *Gr. □nflate, Gr. crassaformis, Gr. truncatulinoides* (αρνητικές τιμές). Ο τέταρτος παράγοντας (Πιν. 2, Σχ. 5) ομαδοποιεί το ποσοστό του Corg με τη συμμετοχή των *G. bulloides.*

Πίνακας 2. Παραγοντικές φορτίσεις του τετραμελούς μοντέλου παραγοντικής ανάλυσης

	Παράγοντας 1	Παράγοντας 2	Παράγοντας 3	Παράγοντας 4
C_{org}	0.598	0.371	0.075	0.551
Orb.universa	0.676	0.406	0.030	0.423
Gs.ruber	0.108	0.834	-0.057	-0.152
Gs.sacculifer	0.711	0.478	0.162	-0.017
G.trillobus	0.824	0.162	0.051	-0.107
Gs.quadrilobatus	0.739	0.257	0.201	-0.058
Gg.bulloides	-0.122	-0.006	0.277	0.863
T.quinqueloba	-0.488	-0.270	0.563	0.095
Gr.inflata	-0.102	-0.197	-0.850	-0.060
Gr.crassaformis	-0.165	0.001	-0.802	-0.209
Gr.scitula	-0.457	-0.538	0.583	0.043
Gr.truncatulinoides	-0.418	0.200	-0.563	-0.051
Ge.glutinata	-0.815	0.110	0.135	-0.235
Ga.calida	0.851	0.302	0.112	-0.038
Ga.aequilateralis	0.566	0.425	0.050	0.418
N.pachyderma	-0.192	-0.827	-0.181	-0.333
N.dutertrei	-0.360	-0.805	0.275	-0.083



Σχήμα 5. Κατακόρυφες κατανομές των παραγοντικών τιμών του τετραμελούς παραγοντικού μοντέλου

Οι κατακόρυφες κατανομές των παραγοντικών τιμών των τεσσάρων παραγόντων παρουσιάζονται στο Σχήμα 5. Οι παράγοντες 1 και 2 αντιπροσωπεύονται από πλαγκτονικά είδη που θεωρούνται δείκτες επιφανειακής θαλάσσιας θερμοκρασίας (Aksu et al. 1995, Rohling et al. 1997, Geraga et al. 2000). Οι υψηλότερες (θετικές) τιμές στον 1° παράγοντα παρατηρούνται στα ανώτερα 40cm του πυρήνα και κυρίως κατά τη διάρκεια απόθεσης του S1 υποδηλώνοντας έτσι την επίδραση που είχε η αύξηση της επιφανειακής θαλάσσιας θερμοκρασίας στο σχηματισμού του S1. Στο 2° παράγοντα οι ελάχιστες (αρνητικές) τιμές παρατηρούνται περίπου στα 95cm και στα 30cm υποδηλώνοντας επιδείνωση των κλιματικών συνθηκών και ταυτόχρονα ανάπτυξη ευτροφικών συνθηκών σε αυτά τα διαστήματα (Rohling & Gieskes 1989). Κατά τη διάρκεια του Ολοκαίνου ελαφριά μείωση των τιμών του 2ου παράγοντα παρατηρείται στα 18cm. Η επιδείνωση των κλιματικών συνθηκών στο διάστημα αυτό πιθανώς σχετίζεται με τη λήξη του σαπροπηλού S1 (De Rijk et al. 1999). Οι ψηλότερες (θετικές) τιμές στον παράγοντα 3 παρατηρούνται μεταξύ 130 έως 100cm υποδηλώνοντας την

ανάπτυξη ψυχρών κλιματικών συνθηκών. Οι σχετικές υψηλές (θετικές) τιμές που παρατηρούνται κατά τη διάρκεια του σαπροπηλού S1 πιθανώς σχετίζονται με την ανάπτυξη χαμηλής αλατότητας επιφανειακών νερών (Aksu et al. 1995, Rohling et al. 1997). Οι ελάχιστες (αρνητικές) τιμές στον 3° παράγοντα παρατηρούνται μεταξύ 60 και 80cm καθώς και στα 30cm υποδηλώνοντας την ανάπτυξη ευτροφικών συνθηκών λόγω καλής ανάμειξης των επιφανειακών νερών (Rohling et al. 1997, Geraga et al. 2000). Οι υψηλότερες (θετικές) τιμές του 4ου παράγοντα παρατηρούνται κατά τη διάρκεια απόθεσης του S1 υποδηλώνοντας ότι η συμμετοχή του οργανικού υλικού στον S1 σχετίζεται με αυξημένες ποτάμιες απορροές ή αναβρύσματα ή ισχυρή εποχιακή ανάμειξη των επιφανειακών νερών (Rohling et al. 1997). Πάντως αυξήσεις των *G. bulloides* σε αυτό το διάστημα έχουν εντοπιστεί σε πολλούς πυρήνες της Ανατολικής Μεσογείου και έχουν συνδεθεί με ποτάμιες απορροές (Aksu et al. 1995, Rohling et al. 1997, Geraga et al. 2000).

4 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η μελέτη της μικροπανίδας και των τιμών $\delta^{18}O$ στα ιζήματα του πυρήνα Z1 ανέδειξαν μια σειρά κλιματικών μεταβολών μικρής και μεγάλης διάρκειας στο Ιόνιο Πέλαγος τα τελευταία 30000 χρόνια. Τρείς κύριες κλιματικές περίοδοι εντοπίστηκαν: η τελευταία παγετώδης περίοδος, η μεταβατική και το Ολόκαινο. Επιπλέον, εντοπίστηκαν τέσσερα ψυχρά γεγονότα σύντομης διάρκειας. Το πρώτο φαίνεται να είναι το Younger Dryas και εντοπίζεται κατά τη διάρκεια της μετάβασης από την τελευταία παγετώδη περίοδο στο Ολόκαινο. Τα άλλα τρία ψυχρά γεγονότα εντοπίζονται κατά τη διάρκεια του Ολοκαίνου. Ο σχηματισμός του σαπροπηλού S1 φαίνεται να είναι το αποτέλεσμα της ανάπτυξης θερμών, χαμηλής αλατότητας επιφανειακών νερών. Τούτο είχε ως αποτέλεσμα την προσωρινή μείωση του ρυθμού κυκλοφορίας των υδάτινων μαζών και την ανάπτυξη ανοξικών συνθηκών στο πυθμαίο περιβάλλον. Στο σχηματισμό του σαπροπηλού φαίνεται να συνετέλεσε και η ανάπτυξη ευτροφικών συνθηκών λόγω αυξημένων ποτάμιων εκροών. Το μοντέλο αυτό σχηματισμού του S1 έχει προταθεί για τις περιοχές του Ιονίου και Αιγαίου Πελάγους (Aksu et al. 1995, Rohling et al., 1997, Geraga et al. 2000). Παρόλο που ένα ψυχρό γεγονός εντοπίζεται περίπου στα μέσα σχηματισμού του S1, δεν παρατηρείται σαφής διακοπή της ιζηματογένεσης του, όπως συμβαίνει στις περισσότερες σαπροπηλικές ακολουθίες του S1, στην Ανατολική Μεσόγειο.

Οι συγκεντρώσεις και η εξέλιξη της μικροπανίδας στο Ιόνιο πέλαγος τα τελευταία 30000 χρόνια, όπως εντοπίστηκαν στα ιζήματα του Z1, είναι παρόμοιες με αυτές που αναγνωρίστηκαν στην Κεντρική Μεσόγειο, για το ίδιο χρονικό διάστημα. Επιπλέον, η εφαρμογή της παραγοντικής ανάλυσης στα μικροπαλαιοντολογικά δεδομένα ανέδειξε τέσσερεις παράγοντες. Οι δύο πρώτοι σχετίζονται με μεταβολές της επιφανειακής θαλάσσιας θερμοκρασίας και τονίζουν την επίδραση της αυξημένης θερμοκρασίας στο σχηματισμό του S1. Οι δύο επόμενοι σχετίζονται με μηχανισμούς ανάπτυξης ευτροφισμού που συνδέονται με την παρουσία αυξημένων ποτάμιων εκροών κατά τη διάρκεια του S1.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Aksu A.E., Yasar D., Mudie P.J. & Grillespie H. 1995. Late glacial to Holocene paleoclimatic and paleoceanographic evolution of the Aegean Sea: micropaleontological and stable isotopic evidence. *Mar. Micropaleontology, 25, 1-28.*

Anastasakis G. & Stanley D. 1984. Sapropels and organic –rich variants in the Mediterranean sequence development and classification. In: Fine grained sediments: Deep water process and facies, *D.A.V. Stow & Piper D.J.W. eds,. Geol. Soc. Londa Spec. Publ. 15:499-510.*

Bond G., Heinrich H., Broecker W., Labeyrie L., McManus J., Andrews J., Huon S., Jantschik R., Clasen S., Simet C., Tedesco K., Klas M., Bonani G.& Ivy S.1992. Evidence for massive discharges of icebergs into the NorthAtlantic ocean during the last glacial period. *Nature, 360, 245-249.*

Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., deMencal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I. & Bonani G. 1997. A pervasive millennial scale cycle in North Atlantic holocene and glacial climates. *Science, 278, 1257-1266.*

Capotondi L., Borsetti A.M., Morigi C. 1999. Foraminiferal ecozones, a high resolution proxy for the late Quaternary biochronology in the central Mediterranean Sea. *Marine Geology, 153, 253-274.*

Casford, J.S.L., Rohling, E.J., Abu-Zied, R., Cooke, S., Boessenkool, K.P., Brinkhuis, H., De Vries, C., Wefer, G., Geraga, M., Papatheodorou, G., Croudace, I., Thomson, J., Wells, N.C. & Lykousis, V. 2001. Mediterranean climate variability during the Holocene. *Mediterranean Marine Science, 2, 45-55.*

Cita B.M., Vergnaud-Grazzini C., Robert C., Chamley H., Ciaranfi N. & D' Onofrio 1977. Paleoclimatic Record of a long deep sea core from the Eastern Mediterranean. *Quaternary Research, 8, 205-235.*

Davis. J. 1985. Statistics and data analysis in geology. *John Willey & sons., 549p.*

De Rijk S., Hayes A. & Rohling E.J. 1999. Eastern Mediterranean sapropel S1 interruption: an expression of the onset of climatic deterioration around 7kyrs BP. *Marine Geology, 153, 171-191.*

Fairbanks R.G., Wiebe P.H.& Be A.W.H. 1980. Vertical distribution and isotopic composition of living planktonic foraminitera in the western North Atlantic. *Science, 207, 61-65.*

Gaudette, H., Flight, W., Toner, L., & Floder, D. 1974. An inexpensive titration method for the determination of organic carbon in resent sediments. *J. Sedim. Petrol., 44, 249-253.*

Geraga M., Tsaila-Monopolis, St., Ioakim Ch., Papatheodorou, G. & Ferentinos G. 2000. An evaluation of palaeoenvironmental changes during the last 18000 yrs BP in the Myrtoon Basin, S.W. Aegean Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 156, 1-17.*

Jorissen F.J., Asioli A., Borsetti A.N., Capotondi L., de Visser J.P., Hilgen F.I., Rohling E.J., van der Borg K., Vergnaud-Grazzini C., Zachariasse W.J. 1993. *Late Quaternary central Mediterranean biochronology. Marine Micropaleontology, 21, 169-189*

Lourens L. J., Hilgen F. J., Gudjonsson L. & Zachariasse W. J., 1992. Late Pliocene To Early Pleistocene Astronomically Forced Sea Surface Productivity And Temperature Variations In The Mediterranean. *Marine Micropaleontology , 19, 49-78.*

Rasmussen T.L. 1991. Benthonic and planktonic foraminifera in relation to the Early Holocene stagnation in the Ionian Basin, Central Mediterranean. *Boreas, 20, 357-378.*

Rohling, E.J & Gieskes, W.W.C., 1989. Late Quaternary changes in Mediterranean Intermediate Water density and formation rate. *Paleoceanography, 4, 531- 545.*

Rohling E.J., Jorissen F.J. & De Stigter H.C. 1997. 200 years interruption of Holocene sapropel formation in the Adriatic Sea. *Journal Micropalaeontology, 16, 97-108.*

ABSTRACT

MICROPALEODOLOGICAL STUDY OF CORE Z1 FROM IONIAN SEA PALEOCLIMATOLOGICAL- PALEOOICOLOGICAL CONCLUSIONS

Geraga M.[1], Mylona G.[1], Tsaila- Monopoly St.[2], Papatheodorou G.[1]and Ferentinos G.[1]

[1] *Department of the Sea Geology and Physical Oceanography, School of Geology, University of Patras.*

[2] *Department of Micropaleontology.*

The preliminary results based on the abundances of planktonic foraminifera and oxygen isotopes at the sediments of the core Z1, selected from the Ionian Sea (Otranto Basin) revealed three main climatic periods: Last Glacial, Late Glacial and Holocene. The warmest conditions of the studied interval prevailed during the formation of sapropel S1. Four stadials occurred during Late Glacial and Holocene. The older corresponds to Younger Dryas event, while the other three occurred during Holocene. The establishment of warm and low salinity surficial waters seems that caused the reduction of water mass circulation and thus the formation of the sapropel S1. Although the presence of a stadial around the middle of the S1, no distinct interruption of the sapropelic sedimentation have been occurred. The younger stadial coincides with the end of the sapropel S1.

The evolution of the planktonic assemblages seems to be similar with that of the Central Mediterranean for the studied interval. Therefore, almost all the biozones and ecozones of the Central Mediterranean have been recognized at the sediments of Z1.

The application of the factor analysis revealed four factors. The first two correspond to the variation of SST, while the other two are related to the development of high fertility waters during cold periods and during the formation of S1.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

Η ΜΕΣΟΖΩΙΚΗΣ ΗΛΙΚΙΑΣ ΕΚΤΕΤΑΜΕΝΕΣ ΣΠΟΓΓΟΑΠΟΙΚΙΕΣ ΣΤΗΝ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΜΕΝΗ ΟΜΑΔΑ ΤΩΝ ΠΛΑΚΩΔΩΝ ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΩΝ ΤΩΝ ΕΞΩΤΕΡΙΚΩΝ ΕΛΛΗΝΙΔΩΝ

Ε. Μανούτσογλου
Τομέας Μεταλλευτικής Τεχνολογίας – Γενική Γεωλογία, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Πολυτεχνείο Κρήτης, emanout@mred.tuc.gr

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην εργασία αυτή παρουσιάζεται η χωρο-χρονική κατανομή των υπολειμμάτων από εκτεταμένες αποικίες πυριτιοσπόγγων που διατηρήθηκαν και εντοπίστηκαν σε εμφανίσεις των μεταμορφωμένων πετρωμάτων της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων των Εξωτερικών Ελληνίδων. Με αναφορά στις εκτεταμένες εμφανίσεις σπόγγων κατά το Α. Ιουρασικό στον Ευρωπαϊκό χώρο, συνδιάζονται δημοσιευμένα και νέα δεδομένα για την ύπαρξη σπόγγων, πιθανώς δημοσπόγγων (Demospongiae), στους ορεινούς κυρίως όγκους της Νότιας Πελοποννήσου και Κρήτης. Τα στοιχεία αυτά μπορούν να επιτρέψουν μια καλύτερη προσέγγιση του παλαιοπεριβαλλοντικού και πιθανώς μερική αναθεώρηση της εξέλιξης του παλαιογεωγραφικού χώρου απόθεσης ενός σημαντικού τμήματος των Εξωτερικών Ελληνίδων.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Κατά τις τελευταίες τέσσερις δεκαετίες, οι γνώσεις μας για την γεωλογική δομή της Πελοποννήσου και της Κρήτης έχουν αυξηθεί σημαντικά. Τα αποτελέσματα των ερευνών στα πλαίσια μεγάλου αριθμού προγραμμάτων ευρωπαϊκών και εθνικών ερευνητικών ινστιτούτων αλλά και μεμονωμένων ερευνητών, οδήγησε στην έκδοση του πρώτου συνοπτικού γεωλογικού χάρτη της Κρήτης το 1977 σε κλίμακα 1/200.000. Όπως φαίνεται στον χάρτη αυτόν αλλά και στους επόμενους που εκδόθηκαν από το Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών (Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας κλίμακας 1:500.000), το μεγαλύτερο ποσοστό προνεογενούς ηλικίας πετρωμάτων που δομούν και εμφανίζονται στην Κεντρική, Νότιο Πελοπόννησο και την Κρήτη, ανήκουν σε μια ακολουθία μεταμορφωμένων πετρωμάτων που για δεκαετίες ήταν γνωστή στη βιβλιογραφία σαν «Πλακώδεις Ασβεστόλιθοι», η παλαιογεωγραφική τοποθέτηση των οποίων παραμένει ένα ανοικτό γεωλογικό κεφάλαιο. Στην εργασία αυτή παρουσιάζεται η χωρο-χρονική κατανομή των υπολειμμάτων από εκτεταμένες αποικίες πυριτιοσπόγγων που διατηρήθηκαν και εντοπίστηκαν σε εμφανίσεις των μεταμορφωμένων πετρωμάτων της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων των Εξωτερικών Ελληνίδων στην Πελοπόννησο και Κρήτη.

2 ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΙΚΗ

2.1 Οι «Πλακώδεις Ασβεστόλιθοι» των Εξωτερικών Ελληνίδων

Στην προχώρα των Ελληνίδων σαν κατώτερη τεκτονικά ενότητα εμφανίζεται μια ακολουθία μεταμορφωμένων πετρωμάτων που αποτελείται από μια κλαστική/ανθρακική ακολουθία του Άνω Παλαιοζωικού που εξελίσσεται σε ανθρακικούς σχηματισμούς που εμπεριέχουν κερατολίθους του Μεσοζωικού και μια δεύτερη κλαστική ακολουθία που χαρακτηρίσθηκε από την πλειονότητα των ερευνητών σαν φλύσχης. Στην πάροδο των ετών οι διάφορες ερευνητικές ομάδες αλλά και μεμονωμένοι ερευνητές, στην προσπάθεια τους να καταγράψουν και να περιγράψουν συστηματικά τις ιδιομορφίες των διαφόρων αυτών ενοτήτων, εισήγαγαν έναν πολύ μεγάλο αριθμό ονοματολογιών: "krystallinischen Kalke der Halbinsel Mani" (Phillipson 1892), "Plattenkalke" (Chalikiopoulos 1903), "zentralpeloponnesisch-kretisches Massiv" (Renz 1940), "Talea Ori-Serie" (Epting et al. 1972), "Ida

Zone" (Bonneau 1973), "Talea Ori-Gruppe" (Kuss & Thorbecke 1974), "Plattenkalk-Serie" (Creutzburg & Seidel 1975), Σειρά/Ζώνη Κρήτης - Μάνης (Φυτρολάκης 1978,1980). Για την αντιμετώπιση του προβλήματος προτάθηκε ο όρος «Ομάδα των Πλακωδών Ασβεστόλιθων» (Plattenkalk-Gruppe), μετά από την συρραφή εργασιών, όπου τεκμηριώθηκε η αναγκαιότητα της εισαγωγής μιας ενιαίας ονοματολογίας, βασισμένης σε λιθοστρωματογραφικά κριτήρια (Manutsoglu et al. 1995b).

Τα πετρώματα της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων εμφανίζονται στην Πελοπόννησο δομώντας τους ορεινούς όγκους του Πάρνωνα, του Ταϋγέτου και ολόκληρης της χερσονήσου της Μάνης. Μέσω της Κρήτης όπου και δομούν πάνω από το 70% της νήσου, συνεχίζουν την εμφάνιση τους στην Κάσο, Κάρπαθο και Ρόδο. Ολόκληρη η ακολουθία χαρακτηρίζεται κυρίως από τεκτονική συμπίεσης με έντονη πτύχωση, λεπίωση, εφιππεύσεις και συγκινηματική μεταμόρφωση (Manutsoglu 1990, Manutsoglu et al. 2003). Τμήματα της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων σαν λιθολογικά αναγνωρίσιμες και χαρτογραφίσιμες ενότητες έχουν ήδη περιγραφεί στα τέλη του 19^{ου} αιώνα. Πρώτος ο Κισκύρας (1963 - 1964) σύγκρινε τις εναλλαγές των μεταμορφωμένων ανθρακικών πετρωμάτων με κερατολίθους που απαντούν στην Πελοπόννησο, με λιθοφασικά όμοια πετρώματα της Κρήτης. Τα πετρώματα που συνέκρινε δομούν τις περιοχές γύρω από το χωριό Τρύπη του Ταϋγέτου, νοτιοδυτικά του Γυθείου, στην Νότια Λακωνία και του χωριού Κοσμάς στον Νότια Πάρνωνα. Κατά την χαρτογράφηση του φύλλου Άστρος οι Τάταρης και Μαραγκουδάκης (1965) εντοπίσαν και χαρτογράφησαν στον Πάρνωνα το σύνολο των αντιστοίχων εμφανίσεων, τα οποία επίσης παραλλήλησαν με τα αντίστοιχα της Κρήτης αλλά λόγω της γεωτεκτονικής τους θέσης, ελλείψει εύρεσης απολιθωμάτων τα θεώρησαν Ανωλιθανθρακοφόρου ηλικίας.

Τα πρώτα εποπτικά στοιχεία για την λιθοστρωματογραφική διάταξη και ηλικίες των πετρωμάτων, στηριγμένες σε βιοστρωματογραφικά κριτήρια, προέρχονται από τον Thiebault (1982) για τον Ταϋγετο και από τον Bessia (1984) για τον Πάρνωνα. Ο Thiebault (1982) σύγκρινε τις στρωματογραφικές ενότητες της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων που εμφανίζονται στον Ταϋγετο με λιθοστρωματογραφικά αντίστοιχες της Ιονίου και της Προαπούλιας Ζώνης. Η αντιστοίχιση αυτήν οδήγησε τους χαρτογράφους του ΙΓΜΕ να εντάσσουν την μεταμορφωμένη αυτήν ομάδα πετρωμάτων είτε με ερωτηματικό (π.χ. φύλλα Σπάρτη, Ξηροκάμπιον) είτε χωρίς ερωτηματικό (τα νεώτερα φύλλα της νήσου Κρήτης) στην Ιόνιο Ζώνη.

Στην Κρήτη παλαιότερα σε ηλικία πετρώματα της Ομάδας αυτής βρίσκονται, σε ανάστροφη στρωματογραφικά θέση, στα Ταλλαία Όρη της κεντρικής Κρήτης, αποτελούμενα από τους ανθρακικούς-κλαστικούς σχηματισμούς των Φόδελε και Σίσσες, που με την βοήθεια απολιθωμάτων (τρηματοφόρα, βρυόζωα, φύκη και κωνόδοντα) χρονολογήθηκαν στο Ανωτέρο Πέρμιο. Σαν το παλαιότερο σε ηλικία τμήμα των σχηματισμών αυτών περιγράφτηκαν οι σχιστόλιθοι του Γαληνού που εξαιτίας μιας πολύ πλούσιας απολιθωμένης πανίδας και χλωρίδας τοποθετήθηκαν χρονικά στο όριο Ανώτερου Λιθανθρακοφόρου και Πέρμιου (Epting et al. 1972, Koenig & Kuss 1980). Προς το υπερκείμενο, μετά από ένα στρωματογραφικό κενό από το Ανίσιο μέχρι το Κάρνιο ακολουθεί μια μεγάλου πάχους ακολουθία στρωματολιθικών δολομιτών που τα κατώτερα τμήματα της χρονολογήθηκαν Λιασίου ηλικίας, στην συνέχεια βρίσκεται η γνωστή ανθρακική ακολουθία των εναλλασσόμενων πλακωδών ασβεστόλιθων με κερατολίθους, από όπου και προήλθε και η ονοματολογία της Ομάδας των πετρωμάτων αυτών και τέλος η ακολουθία του Καλαβρού, ένας κλαστικός σχηματισμός που διαφέρει εντελώς από τον φλύσχη των Εξωτερικών Ελληνίδων. Στην βάση του βρέθηκαν τρηματοφόρα ηλικίας Κάτω Ολιγόκαινου (Φυτρολάκης 1972, Bonneau 1973).

2.2 Σπόγγοι και σπογγοαποικίες

Οι σπόγγοι είναι απλοί σε οργάνωση ζωικοί οργανισμοί. Αρχικά θεωρήθηκαν μία ξεχωριστή ομάδα οργανισμών μεταξύ των ζώων και των φυτών (Φυτόζωα). Σήμερα, αν και η καταγωγή τους παραμένει ακόμα αβέβαιη, θεωρείται ότι έχουν προκύψει από τα Μαστιγοφόρα και πιστεύεται ότι αποχωρίστηκαν πολύ νωρίς από την κύρια εξελικτική πορεία των Μεταζώων, χωρίς όμως να δώσουν πιο εξελιγμένες μορφές ζώων. Ακριβώς εξαιτίας της απομονωμένης φυλογενετικής τους θέσης διακρίνονται από τα άλλα πολυκύτταρα ζώα (Eumetazoa) και τοποθετούνται σε ένα ξεχωριστό υποβασίλειο (Parazoa). Είναι επίσης οι απλούστεροι μετά τα Πλακόζωα (Placozoa). 'Ενα από τα πρώτα και σημαντικότερα ερωτήματα που δημιουργήθηκαν κατά τη μελέτη των σπόγγων, εξ αιτίας της δομής τους, ήταν και το αν αποτελούν μεμονωμένα άτομα ή αποικίες. Σήμερα έχει αποδειχθεί ότι κάθε σπόγγος είναι ένα ξεχωριστό άτομο, αφού όλη η μάζα του περιβάλλεται από ένα κοινό πι-

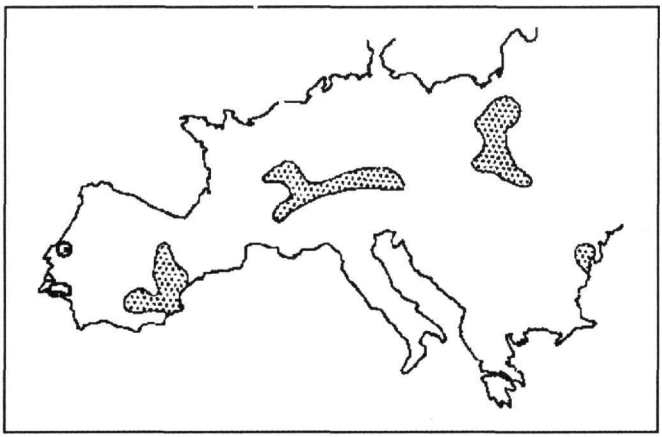
νακόδερμα (Βουλτσιάδου – Κούκουρα 1986) και σχηματίζουν αποικίες. Έχουν καταγραφεί πάνω από 5000 περίπου είδη σπόγγων, από τα οποία, μόνο τα 150 περίπου ζουν σε γλυκά νερά ενώ όλα τα υπόλοιπα ζουν στη θάλασσα. Η σημασία των σπόγγων στη λειτουργία του θαλάσσιου οικοσυστήματος είναι σημαντική, κυρίως λόγω της θέσης τους στο τροφικό πλέγμα. Είναι βασικά διηθηματοφάγοι οργανισμοί, αλλά πολλά είδη μπορούν να καταναλώνουν μεγάλες ποσότητες διαλυμένης οργανικής ύλης με τη βοήθεια συμβιωτικών βακτηρίων. Πολλά από τα είδη σπόγγων, που ζουν σε μικρά σχετικά βάθη, συμβιούν με κυανοφύκη ή ζωοξανθέλες και με τον τρόπο αυτό συμβάλλουν στη φωτοσυνθετική πρωτογενή παραγωγή. Αποτελούν επίσης τροφή για πολλά είδη ασπόνδυλων και σε μικρότερο βαθμό για ορισμένα είδη ψαριών. Τέλος, οι σπόγγοι συμβάλλουν με την αποικοδόμηση τους στην ανακύκλωση της οργανικής ύλης καθώς επίσης και στη διεργασία της διάβρωσης του υποστρώματος (βιοδιάβρωση). Η μελέτη των σπόγγων άρχισε στα μέσα του 19ου αιώνα με στόχο αρχικά τη γνώση της μορφολογίας τους και αργότερα της συστηματικής, της εξέλιξης και της οικολογίας τους. Τα τελευταία χρόνια άρχισαν να αποτελούν αντικείμενο εντατικής έρευνας και από κυτταρολογική, οικοφυσιολογική και βιοχημική άποψη.

Το φύλο των σπόγγων, σύμφωνα με μια αναθεωρημένη συστηματική των σπόγγων (Berguist 1978) περιλαμβάνει 4 κλάσεις: τα Calcarea (ασβεστόσπογγοι), τα Demospongiae (δημόσπογγοι), τα Hexactinellida (υαλόσπογγοι) και τα Sclerospongiae (σκληρόσπογγοι), που διακρίνονται μεταξύ τους κύρια από τη σύσταση και την δομή του σκελετικού τους ιστού. Οι δημόσπογγοι, αποτελούν το 95% του συνόλου των σπόγγων. Σπόγγους μπορεί να συναντήσει κανείς σε όλα τα θαλάσσια οικοσυστήματα από τις παγωμένες πολικές περιοχές μέχρι και τους τροπικούς. Αν και έχουν τόσο ευρεία εξάπλωση οι γνώσεις μας για την ομάδα αυτή των ζώων σε σύγκριση με πολλές άλλες είναι πολύ περιορισμένες. Εκτός από το γεγονός ότι το μεγαλύτερο ποσοστό τους ζει σε περιοχές βαθύτερες της ελεύθερης κατάδυσης δίχως ειδικό πανάκριβο εξοπλισμό, ο κυριότερος λόγος της έλλειψης γνώσης είναι η πολύ μικρή τους οικονομική σημασία, η οποία και τους έσωσε από την ασύδοτη οικονομική εκμετάλλευση. Μέχρι των ημερών μας εκτός από τα σφουγγάρια καθαριότητας (*Spongia officinalis* και *Hippospongia communis*) η αξία όλων των άλλων ειδών παρέμεινε καθαρά επιστημονική. Ακόμη και σε αυτό το πεδίο οι σπόγγοι δεν βρήκαν πολλούς υποστηριχτές για συγκεκριμένους λόγους. Σε σύγκριση πάντα με άλλους οργανισμούς, φυτικούς και ζωικούς οι σπόγγοι απολιθώθηκαν σπανιότερα. Κατά δεύτερο λόγο οι σπόγγοι ως προς την εξελικτική τους πορεία μπορούν να χαρακτηριστούν συντηρητικοί οργανισμοί. Οι λόγοι αυτοί οδήγησαν στο να νεκρωθεί στις αρχές του 20ου αιώνα το ενδιαφέρον που εκδηλώθηκε στα τέλη του προηγούμενου. Μέχρι την δεκαετία του 70 υπήρχαν μια μικρή μόνο ομάδα από επιστήμονες, κυρίως θαλάσσιοι βιολόγοι και ελάχιστοι παλαιοντολόγοι, που ασχολούνταν με την ομάδα αυτήν. Από την δεκαετία του 80 παρατηρείται μια βαθμιαία σταδιακή αύξηση του αριθμού των ενασχολούμενων επιστημόνων, η οποία οδήγησε σε μια πραγματική έκρηξη ενδιαφέροντος από την δεκαετία του 90 όπως φαίνεται από την τρομαχτική αύξηση των σχετικών επιστημονικών δημοσιευμάτων. Το αίτιο για την θετική αυτήν στροφή είναι διττό. Στον μεν χώρο της Παλαιοντολογίας ήταν ήδη γνωστός, αλλά υποτιμημένος, ο καθοριστικός ρόλος συμμετοχής των οργανισμών αυτών στην δημιουργία σημαντικών σπογγιολιθικών ακολουθιών και βιοερμάτων. Η σημαντική στροφή που παρατηρήθηκε τις τελευταίες δεκαετίες έγκειται στον γεγονός της συνειδητοποίησης του παλαιοοικολογικού ρόλου των οργανισμών αυτών. Μια δεύτερη κινητήρια δύναμη είναι το ενδιαφέρον που δείχνει τα τελευταία χρόνια για την ομάδα αυτή των πρωτόγονων ζώων η Ιατρική και οι Φαρμακοβιομηχανίες. Για να επιβιώσουν στις αντίξοες συνθήκες της ακινησίας του πολυπληθούς βενθονικού κόσμου παράγουν μια σειρά χημικών ουσιών, που τις χρησιμοποιούν για την άμυνά τους. Οι ουσίες αυτές, κατά το πλείστον τοξικές, που επιδρούν σε άλλους οργανισμούς με διάφορους τρόπους, μπορούν να χρησιμοποιηθούν άμεσα ή έμμεσα από την μάχη κατά του καρκίνου, του AIDS, σε χειρουργικές επεμβάσεις μεταμοσχευμάτων, μέχρι παρασκευή φαρμάκων για την προστασία φυτών. Οι σχετικές έρευνες έχουν δώσει ήδη τα πρώτα σημαντικά αποτελέσματα (Krautter 1997).

2.2.1 *Σπογγοαποικίες στο χώρο της Τηθύος*

Μετά την τεκτονική αναδιάταξη στον χώρο της Τηθύος στα όρια Πέρμιου/Τριαδικού (μεταξύ άλλων Dornsiepen et al. 2001), ήδη από το Ανώτερο Τριαδικό αλλά κυρίως στη διάρκεια του Ανώτερου Ιουρασικού, κατά μήκος της υφαλοκρηπίδας που οριοθετούσε το βόρειο όριο του θαλάσσιου χώρου της Τηθύος και εκτεινόταν από τις σημερινές περιοχές της Ρουμανίας μέχρι την Ιβηρική χερσόνησο, καταγράφηκε μια σημαντική εξάπλωση υφάλων. Οι ύφαλοι αυτοί αναπτύχθηκαν σε διαφο-

ρετικά γεωλογικά περιβάλλοντα από εσωτερική πλατφόρμα ανθρακικής ιζηματογένεσης μέχρι και εσωτερικό ήβωμα (σχ. 1).



Σχήμα 1. Εμφανίσεις φάσεων πυριτιοσπόγγων του Ανωτέρου Ιουρασικού στον Ευρωπαϊκό χώρο (από Leinfelder et al. 1993).

Οι ακραίες φάσεις των υφαλογόνων μακροοργανισμών που δόμησαν τις αποικίες αυτές μπορούν να ταξινομηθούν στα ακραία μέλη: φάσεις κοραλλιών και σπόγγων. Οι σημαντικότεροι παράγοντες που καθόρισαν την κατά τόπους διαφορετική φασική σύνθεση των υφάλων ήταν: ο βαθμός αλατότητας και η θερμοκρασία του θαλασσινού νερού, η ύπαρξη ή μη ρευμάτων, το είδος και η ταχύτητα ιζηματογένεσης στην περιοχή και οι διακυμάνσεις του διαλυμένου οξυγόνου. Βαθυμετρικές παρατηρήσεις που στηρίχτηκαν σε αναλύσεις επάλληλων κύκλων ιζηματογένεσης, που πραγματοποιήθηκαν σε περιοχές που εμφανίζονται μη μεταμορφωμένες αποικίες, έδειξαν ότι υπήρξε φασική κατανομή αποικιών σε συνάρτηση με το βάθος εμφάνισης τους: σε πολύ μικρά βάθη εμφανίζονται οι αποικίες κοραλλιών, σε ενδιάμεσα βάθη οι ύφαλοι δομούνται από αναμεμειγμένες αποικίες κοραλλιών και σπόγγων και στα μεγαλύτερα βάθη που οριοθετούν το περιθώριο της υφαλοκρηπίδας υπερτερούν οι αποικίες πυριτιοσπόγγων (Leinfelder 1993). Χαρακτηριστικό γνώρισμα της φάσης των πυριτιοσπόγγων είναι η ευαίσθητη ισορροπία που παρατηρείται μεταξύ της βιογενούς και αβιοτικής φασικής κατάστασης. Συνήθως μετά τον θάνατο των οργανισμών το οργανικό τμήμα τους αποδομείται και το σκελετικό βιογενετικό πυριτικό υλικό διαλυτοποιείται στο θαλασσινό νερό. Σπανιότερα όχι μόνο το σκελετικό υλικό αλλά ολόκληροι σπόγγοι μπορεί να διατηρηθούν και να απολιθωθούν. Βασική προϋπόθεση που επιτρέπει την διατήρηση της μορφής και της δομής των οργανισμών αυτών είναι η ταχύτατη κάλυψη τους με ιζήματα, που απότρεψαν τις διεργασίες αποδόμησης του οργανικού και διαλυτοποίησης του σκελετικού τους υλικού. Έχει διαπιστωθεί ότι μεταξύ των πυριτιοσπόγγων η ομάδα των «lithistids» απολιθώνονται, διατηρώντας ευκολότερα και την τρισδιάστατη εξωτερική τους μορφή (Mock & Palmer 1991).

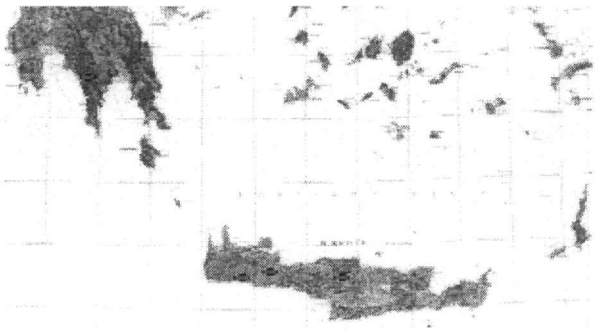
Μεταξύ των πυριτιοσπόγγων, που είναι σημαντικοί δείκτες περιβάλλοντος, οι «lithistids» ζούσαν, όπως και τώρα σε υφαλοκρηπιδικές περιοχές, σε περιβάλλοντα ρηχών θαλασσών. Συγκρίνοντας σημερινά περιβάλλοντα ανθρακικής πλατφόρμας, μπορούν να συσχετιστούν οι ομοιότητες που παρατηρούνται σε απολιθωμένες αποικίες του Ιουρασικού, με σπογγοαποικίες που αναπτύσσονται κατά μήκος του Great Bahama Bank ή/και της περιοχής που εκτείνεται μεταξύ των αυστραλιανών ακτών και του the Great Barrier Reef (Leinfelder 1993, Leinfelder et al. 1993).

3 ΟΙ ΣΠΟΓΓΟΑΠΟΙΚΙΕΣ ΠΟΥ ΕΜΦΑΝΙΖΟΝΤΑΙ ΣΤΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ ΤΗΣ ΟΜΑΔΑΣ ΤΩΝ ΠΛΑΚΩΔΩΝ ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΩΝ

Όπως είναι γνωστό, ήδη κατά την διάρκεια των πρώτων ερευνητικών δραστηριοτήτων βρέθηκαν αρκετά απολιθώματα, που προσδιορίστηκαν, στους υποκείμενους και υπερκείμενους μεταμορ-

φωμένους κλαστικούς σχηματισμούς της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων. Σε αντίθεση, το γεγονός ότι στην ανθρακική ακολουθία με ενδιαστρώσεις και βολβούς κερατολίθων, δηλαδή στους τυπικούς «πλακώδεις ασβεστόλιθους», που είναι επίσης έντονα μεταμορφωμένοι και παραμορφωμένοι, δεν βρέθηκαν απολιθώματα, οδήγησε τους περισσότερους ερευνητές στο να εξάγουν το συμπέρασμα ότι τα πετρώματα αυτά, ή είναι αβιοτικής προέλευσης, ή εάν υπήρχαν απολιθώματα αυτά καταστράφηκαν από τις διαδικασίες της έντονης ανακρυστάλλωσης και δολομιτίωσης. Για την δημιουργία των ενδιαστρώσεων και βολβών κερατολίθων για πάνω από ενενήντα χρόνια η γενικά αποδεκτή άποψη ήταν, ότι είναι διαγενετικής δημιουργίας, από πυριτικό υλικό που αρχικά αποτέθηκε σε συνθήκες πελαγικής ιζηματογένεσης. Η έλλειψη δε μαζικής εμφάνισης τυπικών απολιθωμάτων (π.χ. ραδιολαρίων) δεν επέτρεψε στο να χαρακτηριστούν τα πετρώματα αυτά σαν ραδιολαρίτες και να συσχετιστούν με ομόλογα της Ιονίου Ζώνης ή να συγκριθούν με αυτά της Ζώνης της Πίνδου. Η ανεύρεση δε κατά θέσεις μερικών ραδιολαρίων στον ανώτερο πυριτικό σχηματισμό του Κατώτερου Σενωνίου και πελαγικών τρηματοφόρων (*Clobotruncana sp.*) στην βάση των επικείμενων σενώνιων μαρμάρων στον Ταΰγετο επέτρεψε την θεώρηση ότι το μεγαλύτερο μέρος της ανθρακικής ακολουθίας κατ΄ αναλογία των ομολόγων σχηματισμών της Ιονίου Ζώνης αποτελούν τυπικά πελαγικά ιζήματα (Thiebault 1982). Την κατά πλειοψηφία αποδεκτή αυτήν θεώρηση δεν την αποδεχόμαστε.

Ύστερα από την διαπίστωση της πρώτης ηωκαινικής ηλικίας απολιθωμένης σπογγοαποικίας (Manutsoglu E. et al. 1995b), γεννήθηκε αυτόματα το ερώτημα της χωρικής και χρονικής τους διασποράς. Η πρώτη αποικία βρέθηκε στην περιοχή του Ψηλορείτη, μετά τα Ανώγεια στην Κεντρική Κρήτη (Σχ. 2, φωτ. 1 και 2).



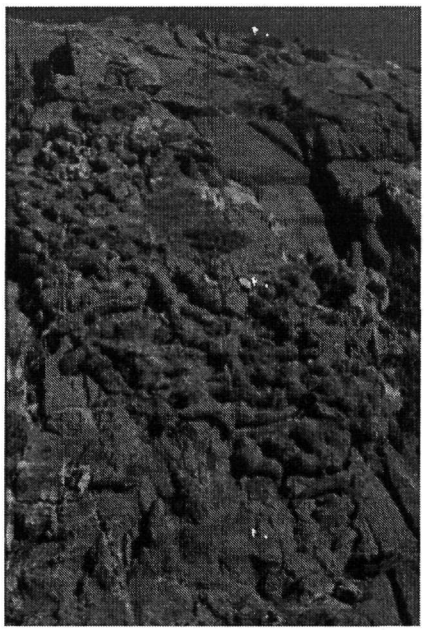
Σχήμα 2. Με υπόβαθρο του νότιου τμήματος του γεωλογικού χάρτη της Ελλάδος του ΙΓΜΕ κλίμακας 1:500000, θέσεις εμφανίσεων των σπογγοαποικιών.



Φωτογραφία 1. Πανοραμική άποψη των σπογγοαποικιών στον Ψηλορείτη.

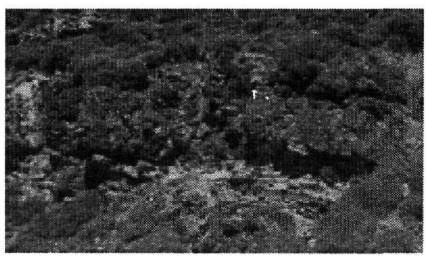
Αν και οι συνθήκες μεταμόρφωσης δεν επιτρέπουν μια σίγουρη ερμηνεία των ευρημάτων επέτρεψαν τις εξής θεωρήσεις: α) Πρόκειται για απολιθωμένους δημόσπογγους που σχημάτισαν επάλληλα 'flat sponge mounds", β) τα υποστρώματα πάνω στα οποία αναπτύχθηκαν οι αποικίες πιθανώς να ήταν σπικουλίτες, που προκύψαν

από την in situ αποδόμιση προϋπαρχόντων σπόγγων, από την συνολική εικόνα των αποικιών πιθανώς να πρόκειται για σπόγγους Siphoniidae και Rhizomorina (Manutsoglu E. et al. 1995b).



Φωτογραφία 2. Λεπτομέρεια από σπογγοαποικία στον Ψηλορείτη (για κλίμακα, στο μέσο της φωτογραφίας το υψομετρικό).

Η δεύτερη θέση αποικιών βρέθηκε κοντά στο χωριό Ασφέντος στις νοτιοδυτικές παρυφές του όρους Τρυπαλίου (Soujon et al. 1995). Η αποικία εντοπίστηκε στην κορυφή του λόφου με το τοπωνύμιο Κεφάλα. Από λιθοστρωματογραφικές μόνο συγκρίσεις θεωρήθηκε ότι πιθανώς και αυτή η αποικία έχει ηωκαινική ηλικία. Από πρόσφατες εργασίες υπαίθρου εντοπίστηκε ο ίδιος ορίζοντας 200 μέτρα δυτικότερα του πρωταρχικού (στην διαπλάτυνση του δρόμου που οδηγεί προς τις κεραίες, φωτ. 3 και 4). Όπως φαίνεται και από την φωτογραφία 3, περίπου 1,5 μέτρο μαύρα δολομιτικά μάρμαρα, που περιέχουν κατά μήκος της εμφάνισης εκατοντάδες κονδύλους πυριτικής σύστασης,

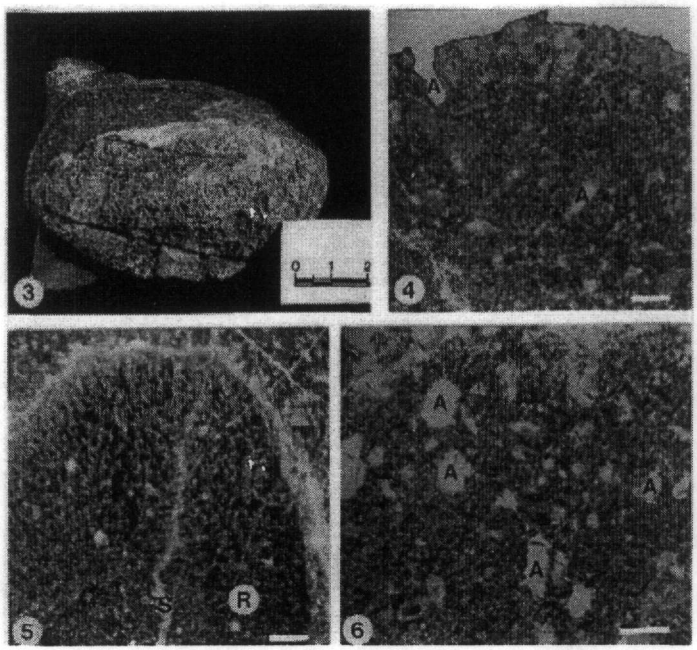




Φωτογραφία 3. Μαύρα δολομιτικά μάρμαρα με σπογγοαποικία, φωτογραφία 4 (δεξιά), λεπτομέρεια της προηγούμενης φωτογραφίας, με απολιθωμένους σπόγγους.

διαμέτρου εκατοστών, εξελίσσονται από 3-4 μέτρα υποκίτρινου σερικιτικού χαλαζίτη. Ο χαρακτηριστικός αυτός σχηματισμός στον μεν Ταΰγετο έχει χρονολογηθεί Μάλμιο (Thiebault 1982), στην Κρήτη δε, και δη στην περιοχή Ασφένδου οι Krahl et al. (1988) αναφέρουν ότι έχουν εντοπίσει τρηματοφόρα και ραδιολάρια του Άπτιου και Ανωτέρου Κενομανίου (τα στοιχεία αυτά δεν έχουν ακόμη δημοσιευτεί). Όσον αφορά τους κονδύλους για πολλές δεκαετίες θεωρούντο διαγενετικά συγκρίματα. Όπως διαπιστώθηκε διακρίνονται δυο χαρακτηριστικές ομάδες κονδύλων. Διαγενετικά συγκρίματα όπου το πυριτικό υλικό είναι ομοιογενώς κατανεμημένο και στο μικροσκόπιο δεν εμφανίζει κα-

μία οργάνωση, μπορεί δε να χαρακτηριστεί σαν υλικό ενός κρυπτοκρυσταλλικού σερικιτικού χαλαζίτη. Το μεγαλύτερο όμως ποσοστό των κονδύλων (που επεξεργάστηκαν) έχει μια εξωτερικά χαρακτηριστική σπογγώδη υφή (φωτ. 5/3), αλλά και την απολιθωμένη εσωτερική οργάνωση σπόγγου (φωτ. 5/4, 5/5 και 5/6.).



Φωτογραφία 5. Από Soujon et al. (1995): 5/3, διαβρωμένος κόνδυλος, στον οποίο φαίνεται η υπολειμματική σκελετική οργάνωση του σπόγγου, 5/4 και 5/6 (A) τομές στο σύστημα των καναλιών εξόδου, 5/5 (S) Spogocoel (κεντρική κοιλότητα) και (R) υπόλειμμα ραδιολάριου.

Παραδοσιακά η ανεύρεση ραδιολαρίων οδηγούσε στο συμπέρασμα της πελαγικής ιζηματογένεσης. Όπως φαίνεται μέσα σε απολιθωμένους σπόγγους βρέθηκαν και ραδιολάρια. Εξήγηση για την ύπαρξη τους έχει ήδη προταθεί (Keupp et al. 1990). Η σταθερή παροχή τροφής στους σπόγγους που βρίσκονται στις παρυφές υφαλοκρηπίδας καθορίζεται από ανοδικά και καθοδικά ρεύματα τα οποία και μπορεί να παρασύρουν πλανκτονικούς οργανισμούς.

Λόγω των νέων στοιχείων και ταυτόχρονα της υπάρχουσας αβεβαιότητας ως προς την ηλικία του χαρακτηριστικού υποκίτρινου κλαστικού πυριτικού σχηματισμού, αναθεωρείται η ηωκαινική ηλικία που προτάθηκε από τους Soujon et al. (1995) για την σπογγοαποικία στην θέση αυτή, αναμένοντας δημοσιευμένα δεδομένα, που θα στοιχειοθετούν την ύπαρξη του Κρητιδικού και για την περιοχή αυτήν.

Τα ευρήματα αυτά μας επέτρεψαν να υποθέσουμε ότι οι πυριτιόσπογγοι συμμετέχουν με σημαντικό ποσοστό στη δομή των πετρωμάτων της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστόλιθων. Η υπόθεση αυτή επιβεβαιώθηκε από κατοπινές παρατηρήσεις στα Λευκά Όρη, στα Λασσιθιώτικα Όρη, στα Όρη της Σητείας, στη χερσόνησο της Ελούντας και σε πολλές άλλες θέσεις που εμφανίζονται πετρώματα της Ομάδας αυτής (Soujon et al. 1998). Διαπιστώθηκε λοιπόν ότι, όπου εμφανίζονται «πλακώδεις ασβεστόλιθοι» με ενδιαστρώσεις ή κονδύλους πυριτικής σύστασης, ανάλογα με τον βαθμό παραμόρφωσης και μεταμόρφωσης των πετρωμάτων, ένα ποσοστό των πυριτικής σύστασης κονδύλων είναι μεμονωμένοι σπόγγοι και οι υπόλοιποι συγκρίματα διαγενετικής φύσης, ενώ στις πυριτικές ενδιαστρώσεις διακρίνονται σε πάρα πολλές θέσεις χαρακτηριστικά στοιχεία «σπογγώδους υφής», στις επαφές με τα υπερκείμενα μάρμαρα. Η εμφάνιση της υφής αυτής κατά θέσεις, επιτρέπει την υπόθεση ότι οι εν λόγω πυριτικής σύστασης ενδιαστρώσεις αποτελούν έντονα παραμορφωμένες, απολιθωμένες βιοερματικές δομές σπογγοαποικιών (φωτ. 6).



Φωτογραφία 6. Εναλλαγές πλακωδών μαρμάρων με μετακερατολιθικές ενδιαστρώσεις, στην επιφάνεια των οποίων διακρίνεται «σπογγώδης υφή». Εθνικός Δρυμός Λευκών Ορέων, μονοπάτι προς το καταφύγιο του «Καλέργη», Νοτιοανατολικά της πόλης του Ομαλού, ΝΔ Κρήτη.

Η αρχική δε υπόθεση τεκμηριώθηκε πλήρως μετά την ανεύρεση παρόμοιων σπογγοαποικιών στα αντίστοιχα πετρώματα του Όρους Ταΰγετος στην Πελοπόννησο, σε εμφάνιση πριν το χωριό Τσέρια, στον Δυτικό Ταΰγετο (Manutsoglu et al. 1997). Στην θέση αυτή τεκμηριώθηκε για πρώτη φορά η ηωκαινική ηλικία των αποικιών, αφού στην ίδια εμφάνιση 60 μέτρα στρωματογραφικά ανώτερα υπάρχουν νουμουλίτες, που είχαν ήδη προσδιοριστεί από τον Thiebault (1982). Σε πάρα πολλές όμως θέσεις και στην Πελοπόννησο υπάρχουν συγκριματικές δομές που και το σχήμα τους και η εσωτερική τους δομή εμπεριέχει ενδείξεις υπολειμμάτων σπόγγων (φωτ. 7).



Φωτογραφία 7. Πυριτικής σύστασης σύγκριμα με εμφανή εξωτερική «σπογγώδη υφή», ορεινός δρόμος Αλτομιρά – Παναγία Γιάτρισσα (Κεντρικός Ταΰγετος)

4 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Όπως έχει δειχθεί, ένα μεγάλο μέρος των κερατολιθικών ενδιαστρώσεων και βολβών/κονδύλων της μεταμορφωμένης Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων που δομεί και εμφανίζεται στην Πελοπόννησο και Κρήτη είναι οργανικής προέλευσης και συγκεκριμένα είναι μεταμορφωμένα υπολείμματα πυριτιοσπόγγων ή σπογγοαποικιών. Οι σπόγγοι σχηματίζοντας εκτεταμένες αποικίες δέσμευσαν και πρόσφεραν το απαραίτητο πυριτικό υλικό για την δημιουργία διαγενετικά δεκάδων μέτρων πυριτικής σύστασηςπετρωμάτων. Παρότι μετά το Ολιγόκαινο το σύνολο των πετρωμάτων της Ομάδας αυτής υποβυθίστηκαν, μεταμορφώθηκαν και στην συνέχεια αναδύθηκαν, ένα μεγάλο

μέρος των σπόγγων διατήρησε την εξωτερική τους μορφή και υπολείμματα της εσωτερικής δομής, από όπου και αναγνωρίστηκαν.

Η ανεύρεση για πρώτη φορά των βιοδομών αυτών σε μια ευρεία περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου μας επιτρέπει μια πρώτη προσέγγιση και σύγκριση του παλαιογεωγραφικού χώρου εμφάνισης και παλαιοπεριβαλλοντικού χώρου εξέλιξης των οργανισμών αυτών στο νοτιοανατολικό χώρο της Τηθύος, με τις αντίστοιχες γνωστές αποικίες των βόρειων περιοχών της Τηθύος. Οι πιλοτικές αυτές συγκρίσεις στηριζόμενες στη εξάπλωση πανομοιότυπων μακροοργανισμών αποτελούν σημαντικό βοήθημα στην ανάπλαση των εξελικτικών παλαιογεωγραφικών σταδίων για σημαντικά τμήματα των Ελληνίδων Οροσειρών, αρχικά των μεταμορφωμένων, δίνοντας την ευκαιρία αναζήτησης παρόμοιων απολιθωμάτων στα ευρέως εξαπλωμένα πετρώματα της Ιονίου και Προαπούλιας Ζώνης, όπου υπάρχουν και σπογγοβελόνες πυριτικής σύστασης (Πιτσίκας et al. 1988) αλλά και υπολείμματα σπόγγων (Bellas et al. 1995) ενός στόχου που δεν μπορεί να αποτελέσει αντικείμενο μιας μόνο ερευνητικής ομάδας.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Bassias I. 1984. Etude géologique du domaine parnonien (feuille d'Astros au 1/50.000, Péloponnèse oriental, Grèce). Mém. Sci. Terre Univ. Curie, 84/14, 261p.

Bellas S.M., Mertmann D., Manutsoglu E., Bartholdy J. & Frydas D. 1995. The Oligocene Argyrotopos Profile in the External Ionian Basin (Epirus, Greece): Microfacies and Microfossils. Facies, 33, 107-120.

Berguist P.1978. Sponges. Hutchinson and Co, London, 218p.

Bonneau M. 1973. Sur les affinités ioniennes des "calcaires en plaquettes" epimétamorphiques de la Crète, le charriage de la série de Gavrovo-Tripolitza et la structure de l' arc égéen. C. R. Acad. Sc. Paris, 277, 2453-2456.

Chalikiopoulos P. 1903. Sitia, die Osthalbinsel Kretas. Veröff. Inst. Meereskde., 4, 138p.

Creutzburg N. & Seidel E. 1975. Zum Stand der Geologie des Praeneogens auf Kreta. N. Jb. Geol. Palaeont. Abh., 149, 363-383.

Dornsiepen U.F., Manutsoglu E. & Mertmann D. 2001. Permian – Triassic paleogeography of the External Hellenides. Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol. 172, 327-338.

Epting M., Kudrass H.R., Leppig U. & Schaefer A. 1972. Geologie der Talea Ori/Kreta. N. Jb. Geol. Palaeont. Abh., 141, 259-285.

Keupp H., Koch R. & Leinfelder R. R. 1990. Steuerungsprozesse der Entwicklung von Oberjura-Spongiolithen Süddeutschlands: Kentnisstand, Probleme und Perspektiven. Facies, 23, 141-174.

Koenig H. & Kuss S.E. 1980. Neue Daten zur Biostratigraphie des permo-triadischen Autochthons der Insel Kreta. N. Jb. Geol. Palaeont. Mh., 1980, 525-540.

Krahl J., Richter D., Foerster O., Kozur H. & Hall R. 1988. Zur Stellung der Talea Ori im Bau des kretischen Deckenstapels (Griechenland). Z. dt. geol. Ges., 139, 191-227.

Krautter 1997. Aspekte zur Palaeoekologie postpalaeozoischer Kieselschwaemme. Profil, 11, 199-324.

Kuss S.E. & Thorbecke G. 1974. Die praeneogenen Gesteine der InselKreta und ihre Korrelierbarkeit im aegaeischen Raum. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., 64, 39-75.

Leinfelder R.R. 1993. Upper Jurassic reef types and controlling factors. Profil, 5, 1-45.

Leinfelder R.R., Krautter M., Nose M., Ramahlo M.M. & Werner W. 1993. Siliceous sponge facies from the Upper Jurassic of Portugal. N. Jb. Geol. Palaeont. Abh., 198, 199-254.

Manutsoglu, E. 1990. Tektonik und Metamorphose der Plattenkalk- Serie im Taygetos (Peloponnes, Griechenland). Berliner geowiss. Abh., A 129, 82p.

Manutsoglu E., Soujon A., Reitner J. & Dornsiepen U.F. 1995a. Relikte lithistider Demospongiae aus der metamophen Plattenkalk-Serie der Insel Kreta (Griechenland) und ihre palaeobathymetrische Bedeutund. N. Jb. Geol. Palaeont. Mh., 1995/4, 235-247.

Manutsoglu E., Mertmann D., Soujon A., Dornsiepen U.F. & Jacobshagen V. 1995b. Zur Nomeklatur der Metamorphite auf der Insel Kreta, Griechenland. Berliner geowiss. Abh., E 16, 559-567.

Manutsoglu E., Soujon A. & Jacobshagen V. 2003. Tectonic structure and fabric development of the Plattenkalk unit around the Samaria gorge, Western Crete, Greece. Z. dt. geol. Ges., 154/1, 85-100.

Mock S.E.& Palmer T.J. 1991. Preservation of siliceous sponges in the Jurassic of southern England and northern France. J. Geol. Soc. London, 148, 681-689.

Phillippson A. 1892, Der Peloponnes, 642p.

Renz C. 1940. Die Tektonik der griechischen Gebirge. Pragm. Akad. Athen, 8, 171p.

Soujon A., Manutsoglu, E., Reitner, J. & Jacobshagen, V. 1995. Lithistide Demospongiae aus der metamorphen Plattenkalk-Serie der Trypali Ori (Kreta/Griechenland). Berliner geowiss. Abh., E16, 559-567.

Soujon A., Jacobshagen V. & Manutsoglu E. 1998. A lithostratigraphic correlation of the Plattenkalk occurences of Crete (Greece). Bull. geol. Soc. Greece, 34, 41-48.

Thiebault, F. 1982. Evolution géodynamique des Hellénides externes en Péloponnèse méridional (Grèce). Soc. géol. Nord Publ., 6, 574p.

Βουλτσιάδου–Κούκουρα Ε. 1986. Συστηματική ζωογεωγραφική και οικολογική μελέτη των δημοσπόγγων της ηπειρωτικής υφαλοκρηπίδας του Βορείου Αιγαίου. Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 493σ.

Κισκύρας Δ. 1963-1964. Τεκτονικές έερυνες στην Πελοπόννησο και ιδιαίτερα στην Ζώνη Ωλονού - Πίνδου. Δελτ. Ελλην. Γεωλ. Εταιρ., 5/2, 1-21.

Πιτσίκας Λ., Πομώνη-Παπαϊωάννου Φ. & Σκούρτση-Κορωναίου Β. 1988. Μελέτη των συνθηκών γένεσης των φωσφορούχων σχηματισμών της Ιονίου Ζώνης (Πρόδρομη ανακοίνωση). Δελτ. Ελλην. Γεωλ. Εταιρ., 20/2, 343-361.

Τάταρης Α.Α. & Χριστοδούλου Γ.Ε. 1969. Γεωλογικός Χάρτης της Ελλάδος, 1:50.000, φύλλο Αλικιανός - Βατόλακκος (Ι.Γ.Ε.Υ.).

Τάταρης και Μαραγκουδάκης 1965. Γεωλογικός Χάρτης της Ελλάδος, 1:50.000, φύλλο Άστρος.

Φυτρολάκης Ν. 1972. Η επίδρασις ορογενετικών τινων κινήσεων και ο σχηματισμός της γύψου εις την ανατολικήν Κρήτην (επαρχία Σητείας). Δελτ. Ελλην. Γεωλ. Εταιρ., 9/1, 81-100.

Φυτρολάκης Ν. 1978. Συμβολή της στη γεωλογική έρευνα της Κρήτης. Δελτ. Ελλην. Γεωλ. Εταιρ., 13/2, 101-115.

Φυτρολάκης Ν. 1980. Η γεωλογική δομή της Κρήτης. Διατριβή επί υφηγεσία. ΕΜΠ, Αθήνα, 146 σ.

ABSTRACT

THE MESOZOIC EXTENDED SPONGES - COLONIES WITHIN THE METAMORPHIC PLATTENKALK GROUP OF THE EXTERNAL HELLENIDES

Manutsoglu E.

Division of Mining Technology - Geology, Department of Mineral Resources Engineering, Technical University of Crete, emanout@mred.tuc.gr

In the present work the spatiotemporal distribution of relics from extended colonies of sponges that were located and preserved within metamorphic rocks of the Plattenkalk Group of the External Hellenides is presented and discussed. Based on reports regarding extensive occurence of sponges during Upper Jurassic in Europe, published and new data for the occurence of probable Demospongiae in mainly mountainous regions of Southern Peloponnese and Crete are compiled. This data allow a better palaeoecological approach and a probable partial revision of the evolution of the palaeogeographical deposition area of an important part of the External Hellenides.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

Η ΑΝΕΥΡΕΣΗ ΤΟΥ ΣΕΙΡΗΝΙΟΥ METAXYTHERIUM CUVIERI CHRISTOL ΣΤΑ ΙΖΗΜΑΤΑ ΤΟΥ Α. ΜΕΙΟΚΑΙΝΟΥ ΤΗΣ ΣΗΤΕΙΑΣ ΚΡΗΤΗΣ

Μαρκοπούλου-Διακαντώνη, Α.[1] , Λόγος, Ε.[2]

[1] *Τομέας Ιστορικής Γεωλογίας-Παλαιοντολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Ε.Κ.Π.Α. 157 84 Αθήνα, amarkop@geol.uoa.gr*

[2] *Τομέας Δυναμικής-Τεκτονικής-Εφαρμοσμένης Γεωλογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Ε.Κ.Π.Α. 157 84 Αθήνα, dtheocharis@geol.uoa.gr*

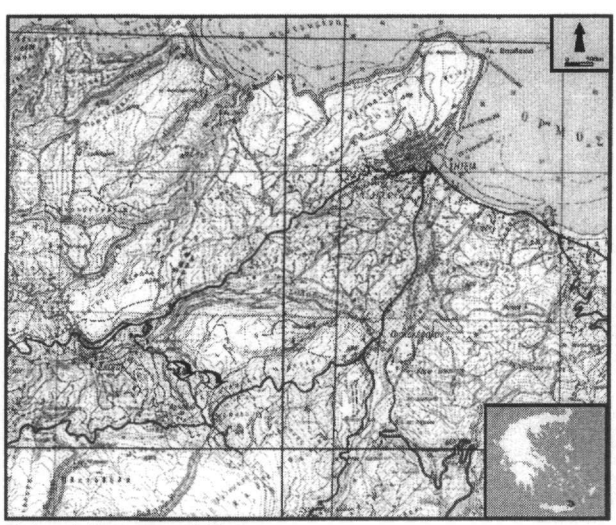
ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην εργασία αυτή μελετώνται δύο κρανία με τις άνω γνάθους Σειρηνίων του είδους *Metaxytherium cuvieri* Christol που βρέθηκαν στην ευρύτερη περιοχή του χωριού Αχλάδια της Σητείας, στις θέσεις «Κεφάλα» και «Τύμπανα», που ανήκει στο νεοτεκτονικό βύθισμα της Σητείας (Μαρκοπούλου - Διακαντώνη *et. al.,* 1993). Μαζί με τα δύο αυτά δείγματα του είδους *Metaxytherium cuvieri* Christol βρέθηκαν και τμήματα θωρακικών πλευρών.

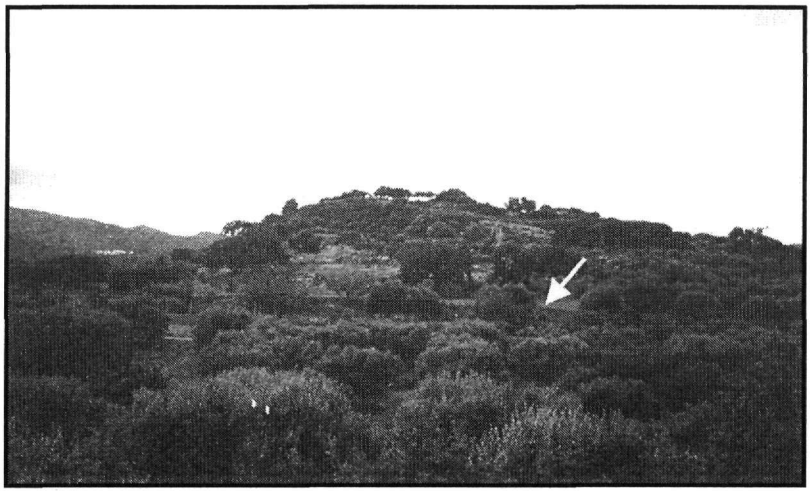
Για πρώτη φορά προσδιορίζεται το είδος *Metaxytherium cuvieri* Christol και η παρουσία του στον Ελλαδικό χώρο στα ιζήματα του Α. Μειοκαίνου συμβάλλει στις γνώσεις μας σχετικά με την γεωγραφική και στρωματογραφική εξάπλωση του είδους και στην ανατολική Μεσόγειο επιβεβαιώνοντας την παρουσία των Σειρηνίων μέχρι το Α. Μειόκαινο στην Μεσόγειο.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

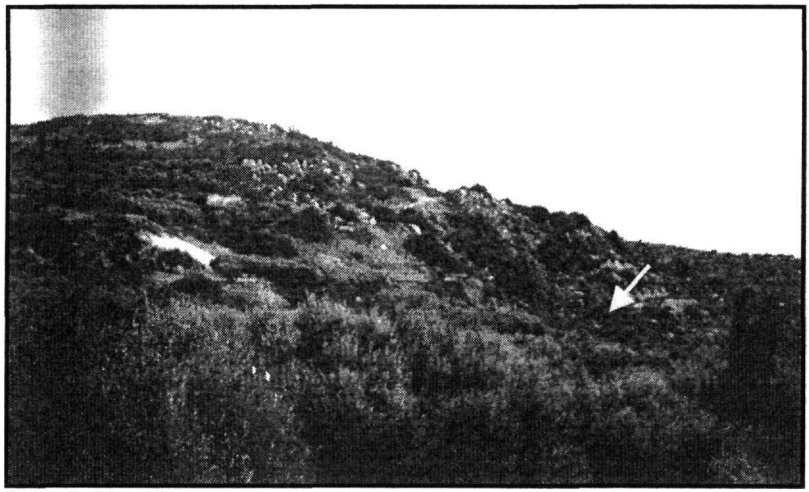
Στην ευρύτερη περιοχή του χωριού Αχλάδια της Σητείας Κρήτης έχουν βρεθεί άφθονα υπολείμματα οστών από Σειρήνια μεγάλου μήκους. Επειδή δεν είχαν βρεθεί μέχρι τώρα κρανία δεν ήταν δυνατός ο προσδιορισμός τους. Κατά τη διάρκεια στρωματογραφικών μελετών (Μαρκοπούλου - Διακαντώνη *et. al.,* 1993, Μαρκοπούλου – Διακαντώνη, 2001) στην παραπάνω περιοχή βρέθηκε το πρώτο κρανίο με την άνω γνάθο στη θέση «Τύμπανα» και το δεύτερο στη θέση «Κεφάλα». (Σχ. 1, 2, 3)



Σχήμα 1. Γεωγραφική θέση.



Σχήμα 2. Θέση Κεφάλα.



Σχήμα 3. Θέση Τύμπανα.

Το υλικό είναι πολύ σκληρό και δεν επέτρεψε τον πλήρη καθαρισμό τους, όμως τα δείγματα επέτρεψαν τον προσδιορισμό τους μέχρι το επίπεδο του είδους.

Το ενδιαφέρον της ανεύρεσης των κρανίων με τις άνω γνάθους συμπληρώνει τις γνώσεις μας πάνω στο μεγάλο αυτό είδος Σειρηνίου του οποίου πολυάριθμοι αντιπρόσωποι σύχναζαν στη Μεσόγειο κατά το Μέσο Μειόκαινο.

Το είδος αυτό έχει περιγραφεί και απεικονισθεί από τους Cuvier (1809, 1812, 1823) και Cottreau (1928).

2 ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Στην μεγάλη νεοτεκτονική δομή του βυθίσματος Σητείας - Μακρύ Γιαλού, της Α. Κρήτης περιέχονται μικρότερης τάξης νεοτεκτονικές δομές, είτε αυτές είναι νεοτεκτονικά βυθίσματα είτε νεοτεκτονικά κέρατα.

Η σημαντικότερη νεοτεκτονική δομή, μικρότερης τάξης, βρίσκεται στο βόρειο τμήμα της κύριας νεοτεκτονικής δομής και είναι το νεοτεκτονικό βύθισμα της Σητείας (Μαρκοπούλου - Διακαντώνη *et. al.*, 1993). Σ' αυτή την νεοτεκτονική δομή περιέχονται οι περιοχές Σητείας, Φανερωμένης, Σκοπής, Αχλαδίων, Πισκοκέφαλου, Μαρωνιάς, Αγ. Γεωργίου, Ζου, Σταυρωμένου, Πετρά και Αγίας Φωτιάς.

Το υπόβαθρο των μεταλπικών σχηματισμών αποτελείται από τους αλπικούς σχηματισμούς των γεωτεκτονικών ενοτήτων Κρήτης - Μάνης, φυλλιτών - χαλαζιτών και Τρίπολης. Οι νεογενείς σχηματισμοί του βυθίσματος έχουν αποτεθεί ασύμφωνα πάνω στους αλπικούς σχηματισμούς και αποτελούνται κύρια από κλαστικά ιζήματα (κροκαλοπαγή, άμμοι, ψαμμούχες μάργες, ασβεστόμαργες, μάργες, ψαμμίτες, μαργαικοί ψαμμίτες και μαργαικοί ασβεστόλιθοι).

3 ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΩΝ ΣΥΛΛΕΧΘΕΝΤΩΝ ΔΕΙΓΜΑΤΩΝ (ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΟΙ ΧΑΡΑΚΤΗΡΕΣ) (ΣΧ. 4, 5)

1.Κρανίο. Και στα δύο ανευρεθέντα δείγματα κρανίου υπάρχει από τη δεξιά και την αριστερή πλευρά μόνο η κροταφική περιοχή ενώ έχουν καταστραφεί τα ζυγωματικά τόξα. Η οπίσθια περιοχή είναι σχεδόν καταστραμμένη. Το σύνολο του ενός κρανίου έχει υποστεί πιέσεις από διάφορες διευθύνσεις κυρίως από μπροστά προς τα πίσω και ενώ στο άλλο κρανίο υπάρχουν συμπιέσεις από πίσω προς τα εμπρός με αποτέλεσμα να έχουν παραμορφωθεί η εμπρόσθια και η οπίσθια περιοχή τους αντίστοιχα. Αν και έχουν υποστεί αυτές τις παραμορφώσεις μπορέσαμε να αναπαραστήσουμε το μήκος του ενός κρανίου 31,50 cm και το πλάτος 14 cm ενώ αν υπήρχαν τα ζυγωματικά τόξα και οι κοπτήρες θα έφθαναν το μεν μήκος τα 50 cm το δε πλάτος τα 26 cm. Το άλλο δείγμα του κρανίου, χωρίς ζυγωματικά τόξα και κοπτήρες, έχει μήκος 22,50 cm και πλάτος 10 cm. (Σχ. 4α,β, Σχ. 5α).

2.Ινιακή περιοχή. Η ινιακή περιοχή παραμορφωμένη είναι σχεδόν τραπεζοειδούς σχήματος στο ένα δείγμα με μήκος 80 mm στη βάση και 50 mm στην κορυφή με συνολικό ύψος 103 mm. Στο άλλο δείγμα δεν μπόρεσαν να γίνουν μετρήσεις λόγω πλήρωσης της ινιακής περιοχής με σκληρό υλικό. Ο ινιακός λόφος που χωρίζει το άνω ινιακό από τα βρεγματικά παρουσιάζει μια ελαφρά καμπύλη και μετά απομακρύνεται πλάγια από κάθε πλευρά. (Σχ. 4γ, Σχ. 5β).

3.Κρανιακός θόλος. Ο κρανιακός θόλος περιορίζεται από τα κροταφικά και βρεγματικά εξογκώματα, που σχηματίζουν σάγματα προεξέχοντα. Τα εξογκώματα αυτά συγκλίνουν το ένα προς το άλλο αφήνοντας μεταξύ τους ένα διάστημα 60 mm προς το μέρος που πλησιάζουν περισσότερο. Αποκλίνουν πάλι και βγαίνουν ανεπαίσθητα στο επίπεδο της κογχικής κοιλότητας. (Σχ. 4β,γ, Σχ. 5β).

4.Κροταφική περιοχή. Η κροταφική περιοχή διατηρείται και από την δεξιά και από την αριστερή πλευρά και στα δύο δείγματα. Περικλείουν εσωτερικά, μερικώς μέσα στο σφηνοειδές οστό και μερικώς μέσα στο μαστοειδές τρήμα, το οπίσθιο νεφροειδές του κροταφικού, που συνιστά τον θόλο του κοιλώματος του ακουστικού τυμπάνου. Η ωοειδής τάφρος είναι μεγάλη και επικοινωνεί ευρέως με την κογχική κοιλότητα. (Σχ. 4β, Σχ. 5β).

5.Ρινική περιοχή. Η περιοχή αυτή είναι καλυμμένη από σκληρό υλικό. Γι΄αυτό είναι δύσκολο να διακρίνουμε τις ραφές, που οριοθετούν από τη μια μεριά τα μετωπικά με τα ρινικά οστά, και τα ρινικά με τα μεσογναθικά οστά από την άλλη μεριά. Τα μεσογναθικά, καλά αναπτυγμένα, έχουν μήκος 140 mm μέχρι το εμπρόσθιο άκρο των ρινικών τάφρων, η μεγαλύτερή τους διάσταση είναι 35 mm.

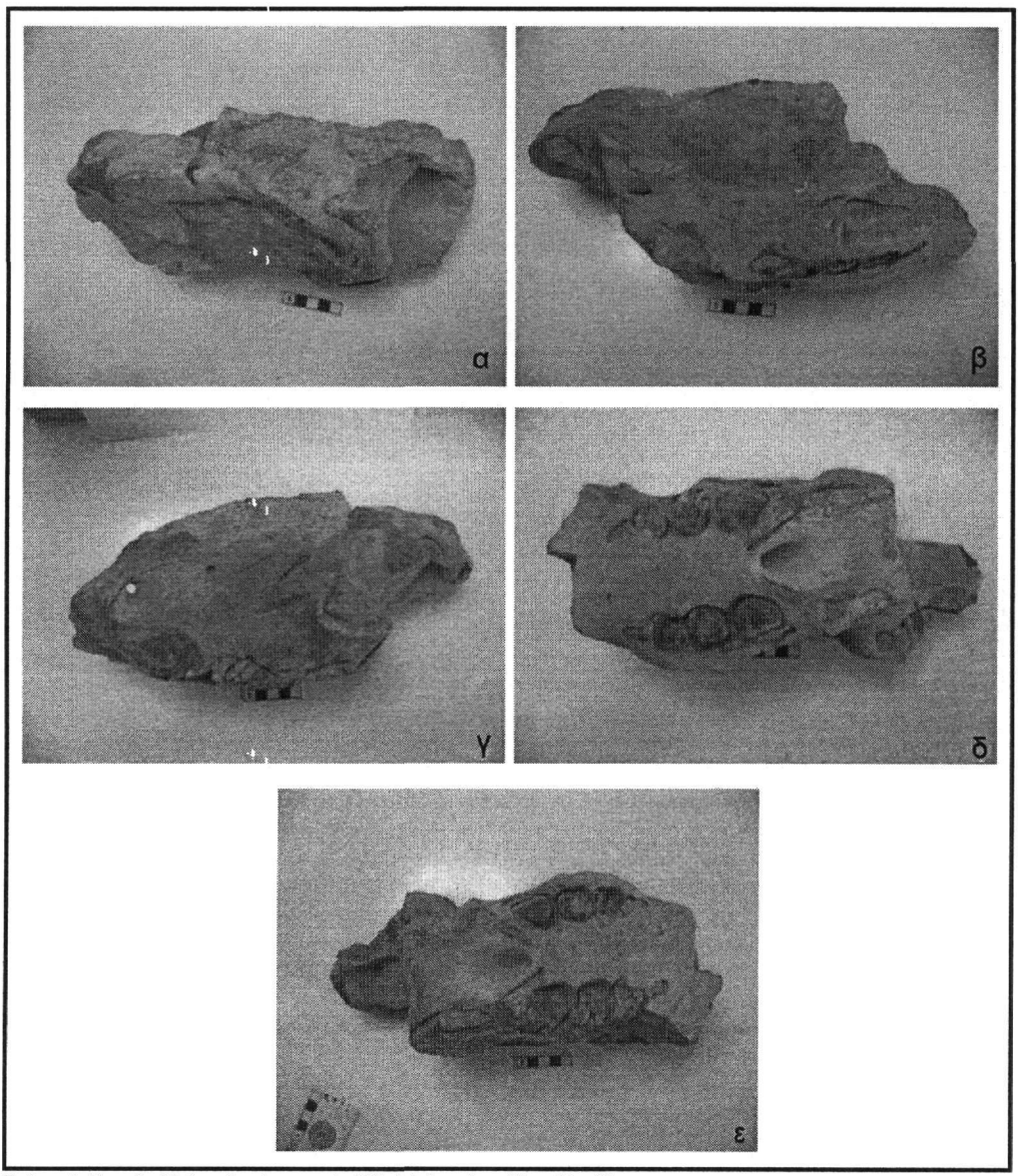
6.Κάτω όψη κρανίου (βάση). Το υπερώο μερικά διατηρημένο στο μεγαλύτερό μας δείγμα και καλά διατηρημένο στο μικρό δείγμα μας είναι στενό λόγω παραμόρφωσης. Η παραμόρφωση σ΄αυτό το τμήμα δεν επιτρέπει να μετρηθεί ακριβώς ούτε το περίγραμμά του ούτε το σχήμα του τοξοειδούς σκαψίματος του πίσω μέρους του υπερώου που έπρεπε να είναι ωοειδές σύμφωνα με τον Cottreau (1928). Στο μικρότερο δείγμα το βάθος είναι 36 mm και το πλάτος 43 mm , ενώ στο μεγαλύτερο δείγμα το βάθος είναι σχεδόν 40 mm και το πλάτος σχεδόν 58 mm. (Σχ. 4δ,ε, Σχ. 5γ,δ).

7.΄Ανω Γνάθος. Η διάπλαση της άνω γνάθου πλησιάζει συνολικά αυτή του Gugong. Παρουσιάζει ανοίγματα για τη διέλευση των νεύρων. Διακρίνονται πάνω στο πλατύ μέρος του μεσογναθικού οστού οι φατνιακές κοιλότητες. (Σχ. 4γ).

8.Οδόντωση. Τα δόντια είναι πολύ φθαρμένα και στα δύο δείγματα. Στο μεγάλο υπάρχουν σε κάθε μισό γνάθου 3 διφολοδοντικοί γομφίοι (M1-M3) στυλοειδείς με τρεις ρίζες και ένας γαλακτικός προγόμφιος (dP4) με επιμήκη μασητική επιφάνεια ωοειδούς σχήματος με στένωση περί το μέσον του. Συγκεκριμένα τόσο στη δεξιά πλευρά όσο και στην αριστερή πλευρά φέρει dP4, M1με τρεις ρίζες, M2 φθαρμένο και M3 με εμφανή τον πρωτοκώνο, παρακώνο, μετακώνο. Στο μικρότερο δείγμα Σειρηνίου παρατηρούνται στην αριστερή πλευρά το ίχνος του P4, οι M1 και M2 αρκετά φθαρμένοι και ο M3 φθαρμένος και αποκομμένος στον οποίο φαίνονται μόνο οι δύο ρίζες. Στη δεξιά πλευρά

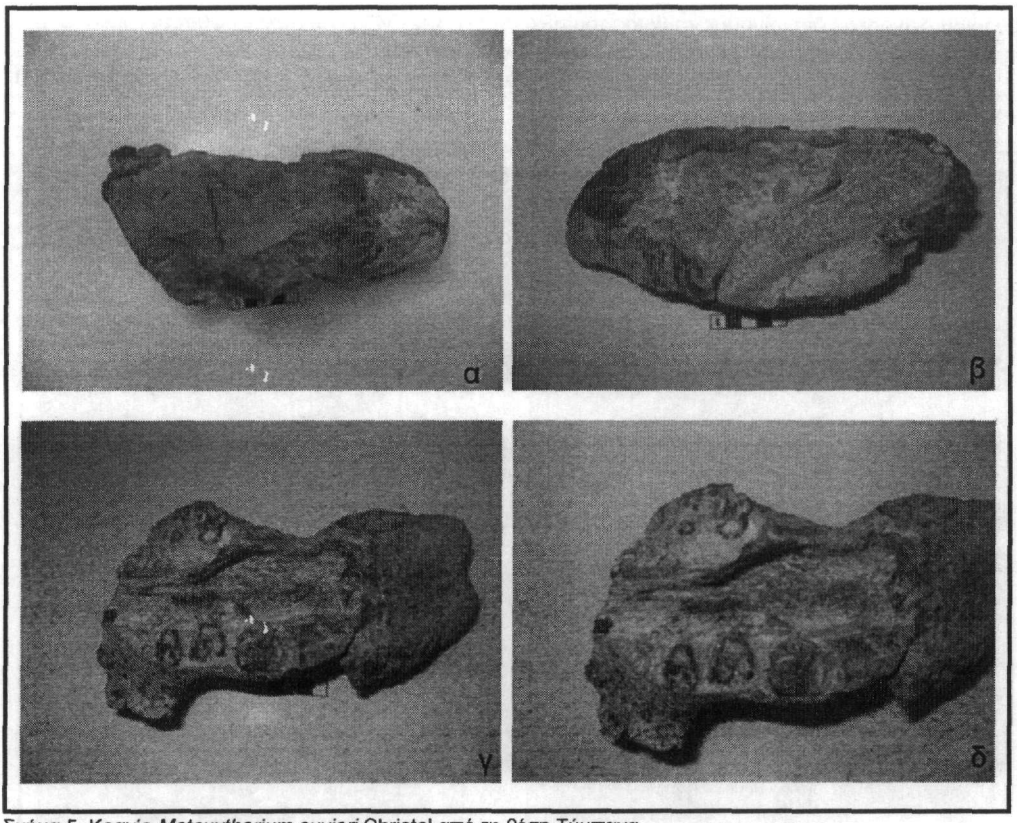
του ίδιου δείγματος διακρίνουμε το ίχνος του dP4, οι M1, M2, M3 είναι αρκετά φθαρμένοι και οι μασητικές επιφάνειες φθάνουν μέχρι τον αυχένα καθενός δοντιού.

Η παρουσία του dP4 υποδεικνύει ότι τα κρανία ανήκουν σε νεαρά άτομα πριν από την ηλικία των 5 ετών. (Σχ. 4δ,ε, Σχ. 5γ,δ).



Σχήμα 4. Κρανίο *Metaxytherium cuvieri* Christol από τη θέση Κεφάλα.

Παρατήρηση: Στα δείγματά μας δεν έχουν διατηρηθεί τα προγναθικά οστά (rostrum) που καμπτόμενα προς τα κάτω φέρουν κοπτήρες, που μοιάζουν με χαυλιόδοντες. Από τα δόντια λείπει η αδαμαντίνη και έχουν απλές ανοικτές ρίζες. Ο οδοντικός τύπος των δειγμάτων μας πριν την ενηλικίωσή τους ήταν I 1 / 0, C 0 / 0, dP4 / 0, M 1 - 3 / 1 - 3 x 2 = 16 δόντια ενώ μετά την ενηλικίωση ο οδοντικός τύπος είναι I 1 / 0, C 0 / 0, P 0 / 0, M 1 - 3 / 1 - 3 x 2 = 14 δόντια. Γενικά οι γομφίοι των μελετηθέντων δειγμάτων είναι πλατιά, η μασητική επιφάνεια πτυχωμένη με πολλές βουνοδοντικές κορυφές μοιάζει με αυτή των χοίρων ή των βουνομαστοδόντων.



Σχήμα 5. Κρανίο *Metaxytherium cuvieri* Christol από τη θέση Τύμπανα.

4 ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Τα ανευρεθέντα δείγματα κρανίων με τις άνω γνάθους τους είδους *Metaxytherium cuvieri* Christol είναι ενδιάμεσοι τύποι μεταξύ των Dugongs και των σύγχρονων Lamantins(= Manatees). Έτσι δημιουργήθηκε απο τον Christol (1840) το γένος *Metaxytherium*. Πρόκειται για αποκλειστικά μειοκαινικό είδος. Το είδος *Metaxytherium cuvieri* Christol αναφέρεται (Cottreau, 1928) στο θαλάσσιο Μειόκαινο (Ελβέτιο) κυρίως στο Maine - et – Loire της Γαλλίας, όπου ζούσαν τα Σειρήνια αυτά κατά *ομάδες σε ζεστά και ρηχά νερά* (30 - 40 μ. *το μέγιστον*) με *γρήγορα ρεύματα και διατρέφονταν απο* θαλάσσια φυτά. Μέσα σ΄ αυτά τα κοιτάσματα της Γαλλίας ήταν συνήθως το ασβεστοφύκος *Nullipora florea brassica* Millet συνοδευόμενο από πολυάριθμα Βρυόζωα.

Στην Ελλάδα κοιτάσματα με θωρακικές πλευρές και άλλα οστά όπου παρατηρείται η παχυόστωση και είναι πιθανόν να ανήκουν στο γένος *Metaxytherium* αναφέρονται από την νήσο Κρήτη στις περιοχές Μούχλι Λάκκος Χανίων, Γδόχια Ιεραπέτρας και Αχλάδια Σητείας.

Ενδιαφέρον παρουσιάζει η διαπίστωση ότι κατά το Μ. Μειόκαινο το *Metaxytherium cuvieri* Christol είναι άγνωστο εκτός του κόλπου Maine - et – Loire, ο οποίος την εποχή εκείνη ανοιγόταν ευρέως προς τον Ατλαντικό, εξετείνετο Ανατολικά και επικοινωνούσε με τη Μάγχη.

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει για τον Ελλάδικό χώρο η ανεύρεση του *Metaxytherium cuvieri* Christol, που μας επιτρέπει να δεχτούμε ότι έχει ανω μειοκαινική ηλικία η οποία προκύπτει από μελέτες που έχουν γίνει στην περιοχή ανεύρεσής του και έχει προσδιοριστεί ως Α. Μειόκαινο (Τορτόνιο) (Μαρκοπούλου- Διακαντώνη *et al.* 1993) γεγονός που επιβεβαιώνει την παρουσία τους στην Μεσόγειο μέχρι το Α. Μειόκαινο..

5 ΓΕΝΙΚΑ ΠΕΡΙ ΤΩΝ ΣΕΙΡΗΝΙΩΝ

Κατά Caroll (1988) τα Σειρήνια είναι αργά και παθητικά Θηλαστικά των τροπικών και υποτροπικών θαλάσσιων περιοχών. Ταξιδεύουν μοναχικά ή κατά ζεύγη ή συναθροίζονται σε ομάδες των 3 - 6 ατόμων. Τα Σειρήνια θεωρούνται συγγενείς των ελεφάντων. Είναι γνωστά σήμερα 5 είδη ζώντων Σειρηνίων γνωστών ως «θαλάσσιων αγελάδων» συμπεριλαμβανομένων των dugongs και manatees. Εξαφανίστηκαν απο τον Ατλαντικό και τη Μεσόγειο στο τέλος του Καινοζωϊκού, πιθανά σαν αποτέλεσμα των κλιματικών αλλαγών με την έλευση του Πλειστοκαίνου. Η τελευταία αναφορά dugongs στην λεκάνη του Ατλαντικού είναι στο Α. Μειόκαινο. Τα manatees, που διαδέχτηκαν τα dugongs στην Καραϊβική ήδη από το Τριτογενές, εισήλθαν στον Ατλαντικό απο την Ν. Αφρική στο Πλειόκαινο.

Τα πρώτα Σειρήνια εμφανίζονται στην Ευρώπη κατά το Κατώτερο Ηώκαινο και με το τέλος αυτής της περιόδου πέρασαν στην τροπική Ασία και Βόρεια Αμερική. Τα dugongs ήταν η κυριαρχούσα ομάδα στην Καραϊβική και την Μεσόγειο μέχρι το Ανώτερο Μειόκαινο, όταν όλα εκτός απο τα είδη του Ινδο - Ειρηνικού πήγαιναν να εξαφανιστούν. Συνεπώς τα manatees της Νότιας Αμερικής εισήλθαν σ΄αυτές τις περιοχές στο Πλειόκαινο.

Οι «θαλάσσιες αγελάδες» είναι φυτοφάγες, διατρέφονται με θαλάσσια χλόη, φύκη και θαλάσσια φυτά. Τα ενήλικα παίρνουν περισσότερα απο 17 κιλά τροφής ημερησίως και μπορεί το βάρος τους να ξεπεράσει τα 500 kg.

Κατά Webb *et al.* (1979), Jones (1984), Thenius (1990) και Nowak (1991) η τάξη των Σειρηνίων περιλαμβάνει 2 οικογένειες με ένα γένος καθεμιά και με 4 αρτίγονα είδη. Τα Σειρήνια είναι το πρώτον γνωστά από τις αποθέσεις του Ηωκαίνου στην Αφρική, Ευρώπη και Καραϊβική. (βλ. Χάρτες εξάπλωσης).

Σύμφωνα με τους παραπάνω ερευνητές αυτά τα ungulata που σχεδόν επιφανειακά μοιάζουν στα κητώδη είναι σήμερα πολύ συγγενή με τους ελάφαντες και τα hyraxes. Τα οστά του κρανίου είναι πυκνά. Τα προγναθικά οστά στο μέτωπο του κρανίου έχουν διαπλατυνθεί και κάμπτονται προς τα κάτω. Τα δόντια των 2 οικογενειών διαφέρουν σημαντικά.

Ο οδοντικός τύπος είναι I 1/0, C 0/0, P 0/0, M 1-3 / 1-3 x 2 = 10 –14 δόντια.

Σειρήνια παρατηρούνται σήμερα σε ήρεμες και ρηχές ακτές όπως κολπίσκοι και λιμνοθάλασσες.

Τα Πρωτοσειρήνια (Protosiren) συγγενεύουν με τα Ungulata και ένας πρόγονος των ελεφάντων διατρεφόταν με χλόη στη ρηχή θάλασσα της Καραϊβικής κατά τη διάρκεια της θερμής περιόδου του Ηωκαίνου. Αυτός ήταν ο πρόγονος των σύγχρονων manatees και dugongs. Τα Manatees κατοικούν στα πλατιά ποτάμια και στα παράκτια νερά του Ατλαντικού της τροπικής Αφρικής και Αμερικής, ενώ τα Gugongs έχουν βρεθεί στο ΝΔ Ειρηνικό και Ινδικό κυρίως σε παράκτιες περιοχές, αλλά συχνά σε βαθύτερα νερά.

Τα Σειρήνια είναι τα μόνα μη μυρηκαστικά φυτοφάγα Θηλαστικά και συγγενεύουν με τα dugongs και manatees .

6 ΣΥΣΤΗΜΑΤΙΚΗ ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΤΩΝ ΜΕΛΕΤΗΘΕΝΤΩΝ ΣΕΙΡΗΝΙΩΝ

Η συστηματική ταξινόμηση των Σειρηνίων στηρίζεται στις εργασίες των Novacek (1986) Caroll (1988) και McKenna & Bell (1997).

Ομοταξία: Mammalia Linnaeus, 1758
Υφομοταξία:Prototheria Gill, 1872
Υπέρταξη: Ungulata Linnaeus, 1766
Τάξη: Tubulidentata Huxley, 1872
Υπόταξη: Tethytheria McKenna, 1975
Ενδοτάξη: Sirenia Illiger, 1811(= Sirenoidea van Beneden, 1855, Sireniformes Kinman, 1994)
Οικογένεια: Dugongidae Gray, 1821 (=Halicoridae)
Υποοικογένεια: Hydrodamalinae Palmea, 1895 (= Metaxytheriinae Kretzoi, 1941)
Γένος: *Metaxytherium* Christol, 1840

Κατά τον Romer (1966) τα Σειρήνια ανήκουν στην υπέρταξη Subangulata

Το γένος *Metaxytherium* Christol αναφέρεται από το Κ. Μειόκαινο, Α. Μειόκαινο και / ή Κ. Πλειόκαινο Αφρικής, το Κ. Μειόκαινο Ασίας, το Μειόκαινο Μεσογείου, το Κ. Μειόκαινο – Κ. Πλειόκαινο, ? Α. Πλειόκαινο Ευρώπης, το ? Κ. Μειόκαινο, Μ.- Α. Μειόκαινο Β. Αμερικής (Ατλαντική πλευ-

ρά), το Κ. – Μ. Μειόκαινο Δυτικών Ινδιών (Puerto Rico στο Κ. Μειόκαινο και Κούβα στο Μ. Μειόκαινο), το Κ. – Μ. Μειόκαινο, Κ. Πλειόκαινο Ν. Ασίας και το Κ. Πλειόκαινο Ν. Ζηλανδίας.

Η οικογένεια Dugongidae είναι γνωστή κατά Nowak et al. (1983) από το Μ. Ηώκαινο- σήμερα της Αφρικής και της Ευρώπης, από το Ηώκαινο - σήμερα της Β. Αμερικής και από το Ολιγόκαινο - σήμερα της Ασίας.

7 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στην μεγάλη νεοτεκτονική δομή του βυθίσματος Σητείας - Μακρύ Γιαλού, της Α. Κρήτης περιέχονται μικροτέρων τάξεων νεοτεκτονικές δομές, είτε αυτές είναι νεοτεκτονικά βυθίσματα είτε νεοτεκτονικά κέρατα.

Η σημαντικότερη νεοτεκτονική δομή, μικρότερης τάξης, βρίσκεται στο βόρειο τμήμα της κύριας νεοτεκτονικής δομής και είναι το νεοτεκτονικό βύθισμα της Σητείας (Μαρκοπούλου - Διακαντώνη *et. al.*, 1993). Σ΄αυτή την νεοτεκτονική δομή περιέχονται οι περιοχές Σητείας, Φανερωμένης, Σκοπής, Αχλαδίων, Πισκοκέφαλου, Μαρωνιάς, Αγ. Γεωργίου, Ζου, Σταυρωμένου, Πετρά και Αγίας Φωτιάς.

Το υπόβαθρο των μεταλπικών σχηματισμών αποτελείται από τους αλπικούς σχηματισμούς των γεωτεκτονικών ενοτήτων: Κρήτης - Μάνης, φυλλιτών - χαλαζιτών και Τρίπολης. Οι νεογενείς σχηματισμοί του βυθίσματος έχουν αποτεθεί ασύμφωνα πάνω στους αλπικούς σχηματισμούς και αποτελούνται κύρια απο κλαστικά ιζήματα (κροκαλοπαγή, άμμοι, ψαμμούχες μάργες, ασβεστόμαργες, μάργες, ψαμμίτες, μαργαικοί ψαμμίτες και μαργαικοί ασβεστόλιθοι).

Στην εργασία αυτή μελετήθηκαν δύο κρανία με τις άνω γνάθους Σειρηνίων του είδους *Metaxytherium cuvieri* Christol που βρέθηκαν στην ευρύτερη περιοχή του χωριού Αχλάδια, το οποίο βρίσκεται 9 km ΝΔ της πόλης Σητείας, ειδικότερα στις θέσεις με τοπωνύμια «Κεφάλα» και «Τύμπανα».

Στη θέση «Τύμπανα», που βρίσκεται σε απόσταση 1100 μέτρων περίπου ΒΑ των Αχλαδίων βρέθηκε το ένα άτομο του *Metaxytherium cuvieri* Christol (μήκος: 23 cm, πλάτος:13 cm, σε κάθε ήμισυ γνάθου φέρουν 3 γομφίους με τρείς ρίζες και αρκετά διαβρωμένους και ένα προγόμφιο) . Το Σειρήνιο αυτό βρέθηκε μέσα στον σχηματισμό των ψαμμούχων μαργών - μάργες και σε υψόμετρο 170 m περίπου.

Η άλλη άνω γνάθος του *Metaxytherium cuvieri* Christol (μήκος: 31 cm, πλάτος:13,5 cm , σε κάθε ήμισυ γνάθου φέρουν 3 γομφίους με τρείς ρίζες και αρκετά διαβρωμένους και ένα προγόμφιο) βρέθηκε στη θέση «Κεφάλα», που είναι σε απόσταση 750 μέτρων περίπου ΒΑ των Αχλαδίων και διασχίζεται απο την επαρχιακή οδό Αχλαδίων - Κιμουριώτη. Το Σειρήνιο αυτό βρέθηκε μέσα στον σχηματισμό των ψαμμούχων μαργών και σε υψόμετρο 196 m περίπου.

Τα δύο δείγματα των γνάθων του Σειρηνίου *Metaxytherium cuvieri* Christol έχουν βρεθεί μαζί με τμήματα θωρακικών πλευρών.

Για πρώτη φορά προσδιορίζεται το είδος *Metaxytherium cuvieri* Christol διότι όλες οι μέχρι τώρα αναφορές σε Σειρήνια στην Κρήτη (Μαρκοπούλου - Διακαντώνη, 2001) στηρίζονται στην ανεύρεση τμημάτων πλευρών, των οποίων ο προσδιορισμός δεν είναι δυνατός χωρίς την ανεύρεση κρανίων.

Σύμφωνα με τον Cottreau (1928) το γένος *Metaxytherium* είναι ενδιάμεσος τύπος μεταξύ των Dugongs και των σύγχρονων Lamantins. Πρόκειται για γένος αποκλειστικά μειοκαινικό και το είδος *Metaxytherium cuvieri* Christol έχει βρεθεί στο Ελβέτιο της Γαλλίας (Maine-et-Loire),όπου ζούσαν τα Σειρήνια αυτά σε ομάδες, σε ζεστά και ρηχά νερά (30-40 μέτρα το μέγιστο) και με επικράτηση ισχυρών ρευμάτων. Την διατροφή τους αποτελούσαν θαλάσσια φυτά. Κατά τον Hooijer (1977) το είδος *Metaxytherium* cf. *medium* (Desmarest) που βρέθηκε στο Σεραββάλιο-Τορτόνιο της Ολλάνδίας ταυτίζεται με αυτό του Cottreau (1928).

Κοιτάσματα, οπου έχουν ανευρεθεί στην Κρήτη με απολιθώματα Σειρηνίων είναι στο νομό Χανίων (θέση Μούχλι Λάκκος) και στο νομό Λασιθίου στα χωριά Μύρτος- Γδόχια Ιεραπέτρας και Αχλάδια Σητείας.

Ενδιαφέρον παρουσιάζει η διαπίστωση ότι κατά το Μέσο Μειόκαινο το *Metaxytherium cuvieri* Christol είναι άγνωστο εκτός του Κόλπου de la Loire της Γαλλίας, ο οποίος την εποχή εκείνη ανοιγόταν ευρέως προς τον Ατλαντικό, εκτεινόταν ανατολικά και επικοινωνούσε και με την Μάγχη. (Cottreau, 1928).

Η παρουσία του *Metaxytherium cuvieri* Christol στον Ελλαδικό χώρο συμβάλλει στις γνώσεις μας σχετικά με την γεωγραφική και στρωματογραφική εξάπλωση του είδους και στην ανατολική Μεσόγειο.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Caroll, G., 1988. Vertebrate Paleontology and evolution. *Witt. Freeman and Comp.*, N.Y., 566 ps.

Cottreau, J., 1928. Le *Metaxytherium cuvieri* Christol du golfe de la Loire, *Ann.Paleont.*, t. XVII, 20 ps.

Cuvier, G., 1809. Sur la place que le Lamantin et le Dugong doivent occuper dans la méthode naturelle et sur les os fossils de Lamantins et de Phoques. *Annales du Muséum d'Hist. Nat.*, pl. XIX, p. 303.

Cuvier, G., 1812. Recherches sur les ossements fossiles de Quadrupèdes, t. IV, p. 31, pl. 1 (Lamantins et Dugongs).

Cuvier, G., 1823. Recherches sur les ossements fossiles (deuxième edition), p. 266, pl. XIX.

Hooijer, D.A., 1977. A sirenian skeleton from Eibergen, Province of Gelderland, The Netherlands : *Metaxytherium* cf. *medium* (Desmarest). *Scripta geologica*, 41, Leiden, 25pp.

Jones, C., 1984. Tubulidentates, Proboscideans and Hyracoideans.*In* Orders and Families of Recent Mammals of the World. *Edited by* Anderson, S. & J. K. Jones, Jr.John Wiley & Sons, N. Y., p. 523-535.

Marcopoulou-Diacantoni, A., Mirkou, R.-M., Logos, E., Andreadou, A. and Zeri, S., 1993. New occurences on the Neogene Stratigraphy of the neotectonik graben of Sitia (E. Crete), *Bull.Geol..Soc. Greece,* XXIX, 17-31.

Marcopoulou-Diacantoni, A., 2001. Paleoecological observations on the corals reefs of the Upper Tortonian between Viannos- Ierapetra provinces (SE Crete), *Bull.Geol.Soc.Greece, XX* XIV/2, 495-502.

Nowak, R. M., 1991. Walker's Mammals of the World. Fifth Edition. Vol. 2, p. 1293-1296, Johns Hopkins University Press, Baltimore.

Thenius, E., 1990. Sea Cows. *In* Grzimek's Encyclopedia of Mammals. Vol. 4. *Edited by* Parker, S. P. New York: McGraw-Hill, p. 522-533.

Webb, J. E., J. A., Wallwork & J. H., Elgood, 1979. Guide to Living Mammals, Second Edition. Bell & Blain Ltd., Glasgow.

ABSTRACT

THE OCCURRENCE OF THE METAXYTHERIUM CUVIERI CHRISTOL IN THE LATE MIOCENE SEDIMENTS OF SITIA, CRETE

Marcopoulou-Diacantoni, A.[1], Logos, E.[2]

[1] *Department of Historical Geology-Paleontology, School of Geology, National and Kapodistrian University of Athens, 157 84, Athens, amarkop@geol.uoa.gr*

[2] *Department of Dynamic-Tectonic-Applied Geology, School of Geology, National and Kapodistrian University of Athens, 157 84, Athens, dtheocharis@geol.uoa.gr*

Two Sirenian skulls with their upper jaws coming from the Upper Miocene area of the village Achladia determined as *Metaxytherium cuvieri* Christol have been studied. This species is known up today from the M. Miocene of France (Cottreau, 1928). One skull of *Metaxytherium cuvieri* Christol is found at the locality «Tympana» of Achladia village, within the formation of marls- gray marls, at an height of 170 m c.a., while the second one is found in the locality «Kefala» of Achladia village within the formation of the gray marls at an altitude of 196 m c.a. *Metaxytherium cuvieri* Christol is an intermediate type between Dugongs and Recent Lamantins (=Manatees). The occurrence of *Metaxytherium cuvieri* Christol in the Hellenic area contributes to our knowledge of its geographical and stratigraphical distribution in this eastern region of the Mediterranean basin during the Upper Miocene.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

DIVERSITY AND ABUNDANCE TRENDS OF BENTHIC FORAMINIFERA FROM THE SOUTHERN PART OF THE IRAKLION BASIN, CENTRAL CRETE

H. Drinia, A. Antonarakou and N. Tsaparas
National and Kapodistrian University of Athens, Dept. of Geology, Section of Hist. Geology-Paleontology, Panepistimiopolis, 15784 Athens, Greece, cntrinia@geol.uoa.gr, aantonar@geol.uoa.gr, ntsapar@geol.uoa.gr

ABSTRACT

Benthic foraminiferal fossil assemblages of the Roufas Section, southern Iraklion Basin, central Crete, were analyzed for the first time. Taxonomic and quantitative analyses were made in order to obtain paleoenvironmental (physical as well biological) information. A data set has been subjected to R- and Q-mode cluster analyses in order to demonstrate the linkage between taxa distribution and paleoenvironmental gradients. Our results suggest that oxygenation and trophic conditions of the near-surface sediments are the most important factors that control the community structure of the benthic foraminiferal fauna. The application of the oxygen transfer function – based on the use of benthic foraminiferal taxa from oxyphilic habitats – to the benthic faunas of the Roufas Section, allows the reconstruction of the oxygen contents of the bottom waters. Apart from the middle part of the section, no severe disturbances are recorded, pointing to the fact that we are dealing with an overall rather well ventilated water column during most of the part of the sequence.

1 INTRODUCTION

This study is part of a larger scoped investigation on the biotic changes in the Late Pliocene of the Roufas Section, in the Iraklion Basin, in Central Crete. In this work, the succession of paleoenvironments and benthic foraminiferal assemblages are analyzed. The main objectives of the study are: 1) the determination of the foraminiferal biofacies and biofacies shifts related to environmental changes and 2) the documentation of how benthic foraminiferal assemblages of the Late Pliocene record from the Eastern Mediterranean develop under fluctuating bottom water oxygen.

2 MATERIAL AND METHODS

2.1 Study area

Roufas Section, approximately 28m thick, constitutes part of the Iraklion Basin (sensu Meulenkamp et al., 1994), which is located in Central Crete (Fig. 1). It is mainly composed, in its basal part by marly limestones and sands, followed by marls and silty marls. For this study, a total number of 8 samples were collected from the silty marls. The biostratigraphic analysis of the studied area has been carried out on the basis of the planktonic foraminifera fauna and revealed that the studied deposits belong to the Biozone of *Globorotalia crassaformis* (interval IV) of Spaak (1983) and MPL4 (Cita 1975).

2.2 Micropaleontological analysis

The benthic foraminiferal quantitative analyses were carried out on the total assemblage (>125 mm fraction) and about 300 individuals were counted from subsamples obtained by a microsplitter. Assemblages were then sorted, identified and counted and the data compiled on to an Excel spreadsheet. Taxa at the species or genus level that amounted to <1% averaged across the data set were removed from the data matrix so that statistical analyses of the data were based on the common and abundant taxa. On the basis of the faunal counts, we calculated values H(s) for diversity using the Shannon-Wiener information equation (Buzas & Gibson 1969), Species Richness

(number of species), Equitability (Buzas & Gibson 1969), Dominance and the Fischer α-index (Fisher et al. 1943). Raw data of microfossils were then transformed into percentages over the total abundance and percentage abundance curves were plotted. Species with phylogenetic affinities and similar environmental significance were also grouped to better interpret distribution patterns.

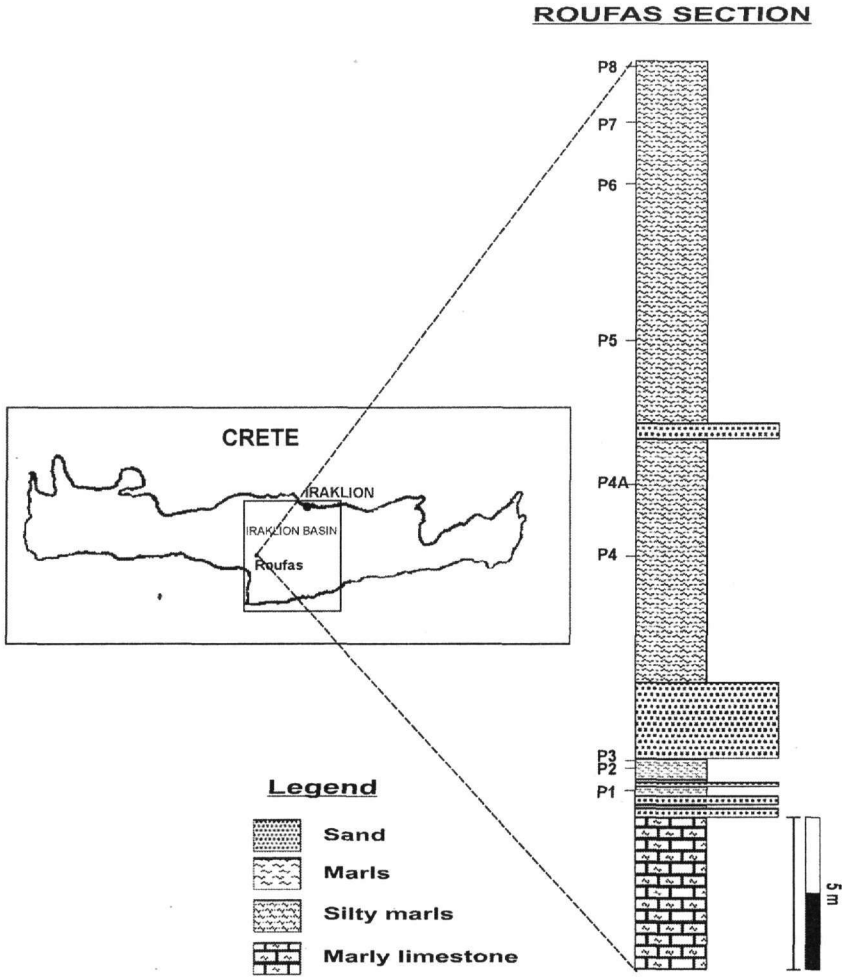


Fig. 1. Lithostratigraphical column of Roufas Section.

Additionally, P/B ratios expressed as 100*P/(P+B), i.e. the percentages of planktic foraminifera in the total foraminiferal assemblages, and infauna versus epifauna were used as indicators of paleobathymetry, paleoproductivity and upwelling. Paleobathymetry was also calculated for each sample by introducing P/B ratios, based on epifaunal species, in the equation of v.d. Zwaan et al. (1990). Finally, we applied the oxygen transfer function of van der Zwaan et al. (op. cit.) to the benthic faunas of the Roufas Section, according to the formula:

[Oxygen content μMol/lt]=7.9602+5.95 [%oxyphilic taxa]

We selected a group of calcareous oxyphilic species (Table I) in order to reconstruct the oxygen contents of the bottom waters. Agglutinated species were omitted because of the evident fragility and rather low preservation potential of a number of them.

For paleoenvironmental reconstructions, multivariate analyses (Q-mode and R-mode cluster analysis) were performed on benthic foraminiferal species relative abundance data. Cluster analysis was carried out on a reduced data set to examine the species associations using PAST (1.19)

package (Hammer et al. 2001), with the purpose of describing the major trends in benthic faunal development. The 20 highest ranked species were selected on the basis of a relative abundance of 2% or more in at least one sample and occurrence in at least three samples. The level of similarity between samples or species is the expression of assumed homogeneity of environmental conditions.

Table I: Species used as input for the transfer function calculating bottom-water oxygenation

Oxyphilic taxa	
Ammonia beccarii	*Gyroidina soldanii*
Anomalinoides helicinus	*Gobocassidulina. subglobosa*
Bolivina pseudoplicata	*Lenticulina* sp.
Cassidulina carinata	*Oridorsalis stellatus*
Cibicides spp.	*Oridorsalis umbonatus*
Cibicidoides spp.	*Planulina ariminensis*
Cassidulina laevigata	*Quinqueloculina* sp.
Gyroidinoides neosoldanii	*Reusella. spinulosa*
Gavelinopsis praegeri	

3 RESULTS

3.1 Faunal pattern

For the most part, Roufas Section is characterized by epifauna, epiphytic species such as *Asterigerinata planorbis, Elphidium* sp., *Cibicides* sp. and *Hanzawaia boueana* (Fig. 2), indicating the predominance of stable marine conditions, with high levels of oxygenation and relatively high salinity. The lower part of the section is characterized by the dominance of *Anomalinoides* sp., *Bulimina aculeata, Bolivina pseudoplicata, B. spathulata* and *Uvigerina bononiensis,* a peculiar oligotaxic assemblage dominated by opportunistic and tolerant taxa. The nature of the environmental stress in this part of the sequence is lent by the high percentage of *B. pseudoplicata,* which has been reported as an open marine mud-dweller, confined to relatively shallow depths (Phleger 1951, Murray 1971). It has never been reported from hypersaline waters, but Boltovskoy & Lena (1971) report it from hypo-saline waters. It may be concluded that *B. pseudoplicata* exhibits a rather irregular ecological pattern through time and a tolerance to low salinity might exist.

At about 16,1 m (in the middle part of the sequence), the epifaunal forms decrease abruptly in relative abundance as the infaunal morphogroup increases in abundance. Keller (1988), Speijer & van der Zwaan (1996) and Kouwenhoven (2000) explained such unusual dominance by assuming low-oxygen conditions, which may have been caused by changes in circulation. Indeed, *U. bononiensis, B. aculeata* and *B. spathulata,* which predominate, are thought to be indicative of extremely stagnant bottom waters (van der Zwaan 1982, Jonkers 1984, Katz & Thunell 1984, van der Zwaan & Gudjonsson 1986). This may lead to the conclusion that stagnant conditions became more severe in this part of the succession.

The uppermost part is composed almost entirely of epifaunal species (80%). This part reflects a drastic collapse in food supply to the seafloor, with assemblages dominated by epifaunal detritus and suspension feeders. Genera that prefer a high nutrient supply such as *U. bononiensis* disappeared. The shortage of food resulted in complete oxidation or consumption of all organic matter before it could be buried in the sediment, so that no food remained for infaunal taxa. The common occurrence of *Bolivina antiqua* however, suggests that some food particles were available at the sediment/water interface.

3.2 Multivariate analysis

The dataset originally containing 90 taxa was condensed to 20 taxa and (supra-) generic categories. This condensed dataset was subjected to R- and Q-mode cluster analyses.

The R-mode cluster analysis resulted in the dendrogram shown in Fig. 3A. The fauna can be divided into three groups. Cluster I contains taxa indicative of normal marine conditions and predominates throughout the succession (Fig. 3B). The diverse calcareous foraminiferal fauna contained in

this cluster is typical of a highly-oxygenated realm and a well-aerated substrate. Moreover, the species belonging to Cluster I are all considered to be tolerant to raised salinities (*A. planorbis, H. boueana, R. spinulosa, Lenticulina*). *Elphidium* sp. and *C. lobatulus* have a tolerance to hypo-saline conditions and wide tolerance to salinity fluctuations. Murray (1973, 1976) and Boltovskoy (1976) mention these species as important constituents of the living fauna of hypo- to hypersaline lagoons, where they live mainly on vegetation.

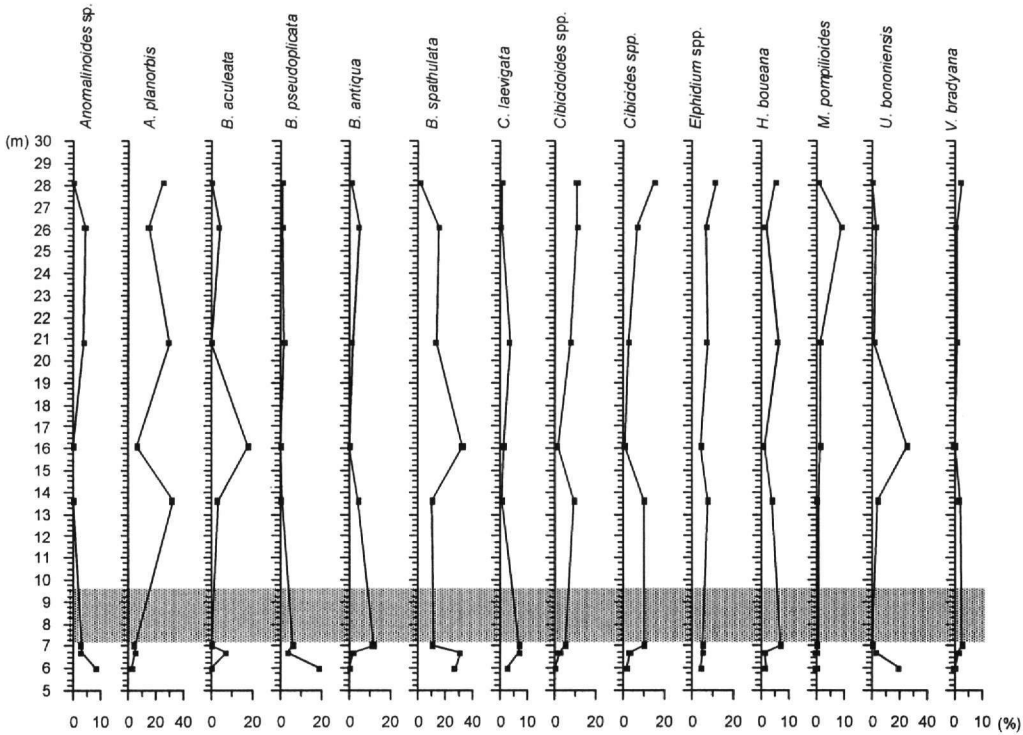


Fig. 2. Relative frequency curves of selected benthic foraminifera from Roufas Section. The dashed zone indicates the sandstone level.

Cluster IIa is mainly composed of species which thrives in moderate environmental stress. It is present throughout the section but in very low percentages, apart from the earlier part of the succession where it shows its peak abundance (Fig.3B).The dominant species, *B. pseudoplicata,* is described in environments where water salinity is slightly brackish to hypersaline, with salinity ranging from 33 to 40‰ (e.g. Murray 1991, Debenay et al. 2001a, 2001b). Other author described it in salinity amplitude from 1 to more than 22‰ (Brasier 1981). Opinions about its habitat requirements vary from mud-dwelling and low-oxygen tolerant (van der Zwaan 1982) to epiphytic in well oxygenated environments (Jonkers 1984). According to Verhallen (1991) this is a mud-dwelling species indicative of normal marine conditions. *Cassidulina laevigata* is a stress-tolerant species which thrives under unstable conditions. In the Mediterranean Sea, it requires eutrophic bottom conditions (De Rijk et al. 2000). *Melonis padanum* is especially abundant in areas with high food supply, whereas *Anomalinoides* sp. thrives in intervals rich in organic matter. These relationships are interpreted to indicate that the fauna consisting of *B. pseudoplicata, C. laevigata, M. padanum* and *Anomalinoides* sp. represents deposition at middle to outer neritic water depths in association with the deposition of abundant organic matter.

Cluster IIb, although present throughout the section, shows high abundance values in the middle part of the succession (16,1m) where it seems to increase at the expense of Cluster I (Fig. 3B). It is composed of *B. spathulata, U. bononiensis* and *B. aculeata. Bolivina spathulata* is known to survive in oxygen deficient environments (Murray 1991). It is often dominant in the oxygen-

minimum zone or in the upwelling zones (e.g. Phleger & Soutar 1973, Poag 1984, Mullins et al. 1985). *Bulimina aculeata* occurs in high abundances beneath areas of continuous high food productivity and resulting low oxygen conditions (Gupta 1997, Kawagata 2001). *Uvigerina bononiensis* was able to live in waters with a severely reduced content (Jonkers 1984).

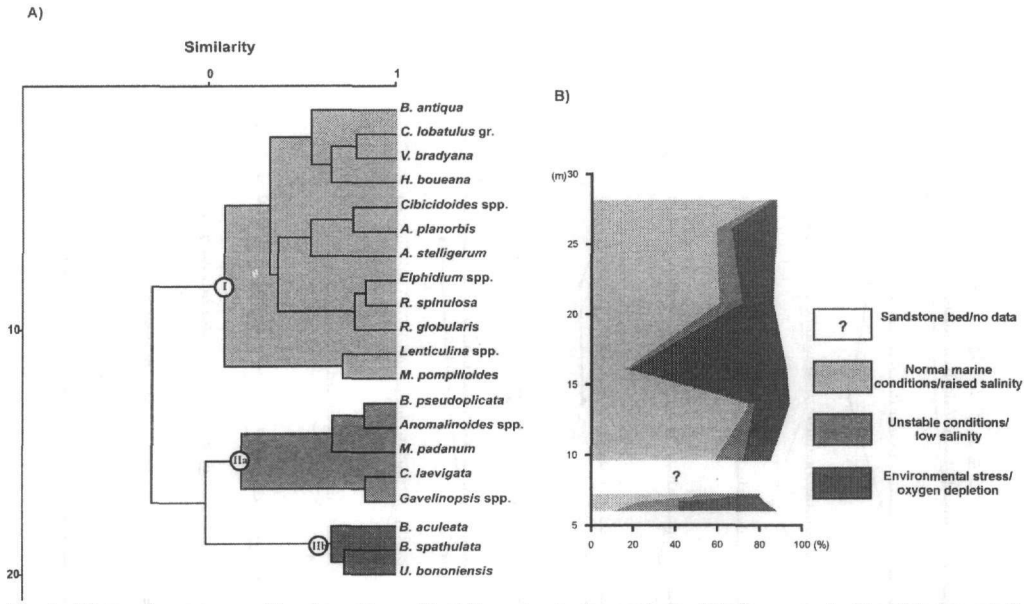


Fig. 3. (A) Dendrogram resulting from hierarchical R-mode cluster analysis. (B) The record of benthic foraminifera clusters percentage.

Therefore Cluster IIb includes species living in stagnant environments with low amount of dissolved oxygen of the bottom waters and a relatively large nutrient availability.

Q-mode clustering of the percentage contribution of the 20 species to each of 8 samples, produced two main clusters and one outlier, each one corresponding to groups of samples containing similar benthic foraminiferal assemblage. The dendrogram (Fig. 4) groups the samples into clusters characterized by the dominance of certain species. Each cluster may be referred to different paleoenvirornmental conditions. Therefore, *B. spathulata* assemblage covers the lowermost and middle part of the section and includes samples P1, P2 and P4A. It connotes ecological stress which is linked to the presence of low oxygen values in the bottom water (Murray 1991). *Asterigerinata planorbis* assemblage is well presented in the rest of the record including samples P4, P5, P6 and P7. It includes species that are indicative of normal marine conditions (van der Zwaan 1982, Jonkers 1984, Verhallen 1991). The outlier includes sample P3 which is characterized by the predominance of *B. antiqua* suggesting normal marine conditions with some food particles available at the sediment/water interface.

3.3 Species Diversity and Dominance

The general faunal characteristics expressed by the Fischer-α index, Shannon diversity and dominance show predictable patterns (Table II): high (low) diversity corresponds with low (high) dominance. Dominances range from 11,47% to 32,25%, with highest dominances occurring in P4A and P4 levels where *B. spathulata* and *A. planorbis* predominate respectively. Such high dominance, low diversity faunas are not expected under oligotrophic, stress-free conditions (e.g. Kouwenhoven 2000). Intervals with high benthic diversity contain about 40-45 different taxa with dominances being on average between 11 to 25%, reflecting lower levels of ecological stress and an oligotrophic stress-free environment.

It is well known that plankton/benthos ratio (100*P/P+B), where P is the planktonic foraminifera and B is the benthic foraminifera, can be regarded as a measure of depth of deposition (e.g.

Grimsdale & van Morkhoven 1955, van der Zwaan et al. 1990), a paleoproductivity index (Berger & Diester-Haass 1988, Herguera 1992) or as measure of preferential loss of planktonics by dissolution (e.g. Adelseck & Berger 1975). Faunas, particularly those in the plankton, are numerically very high from 6 to 26,1 m of the record, in which there is planktonic/benthic ratio as high as 50%, apart from 28,12 m level where the P/B ratio equals 15% (Fig.6A)

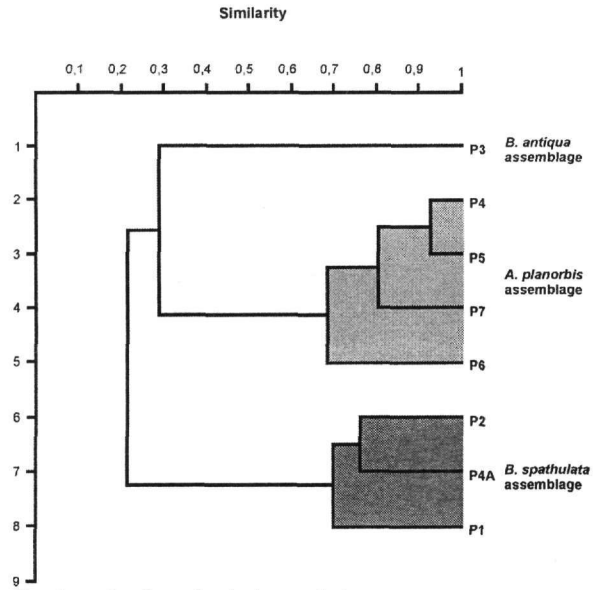


Fig. 4. Dendrogram resulting from the Q-mode cluster analysis.

Table II: Faunal parameters (Fischer-α, Dominance, Shannon diversity)

SAMPLES	HEIGHT(m)	FISCHER-α	DOMINANCE	SHANNON
P1	6	6,4	27,05	2,21
P2	6,7	37,71	30,7	3,28
P3	7,03	37,15	11,47	3,57
P4	13,6	15,36	31,89	2,46
P4A	16,1	13,39	32,25	2,12
P5	20,8	23,72	28,99	2,88
P6	26,1	27,84	15,06	3,14
P7	28,12	14,32	25	2,72

3.4 P/B-Paleobathymetry

The approximate water depth for the sediments from the Roufas Section is assessed by means of the plankton/benthos ratio. Therefore, we identify an inner shelf environment (values not exceeding 20%), corresponding to 28,12 m (the uppermost part of the record), which yield the shallower assemblage, and a slope to outer shelf environment (values between 20-60%).

Paleobathymetry was also calculated for each sample by introducing P/B ratios based on epifaunal species, in the equation of van der Zwaan et al. (1990). Based on water depth zonation of Bremer et al. (1980) and van Morkhoven et al. (1986), the depositional depth of the section varies from around 70 to 730m, indicating an environment in the middle neritic to middle bathyal zone (Fig.6B). The abrupt increase in water depth at 16,1 m is associated with high productivity.

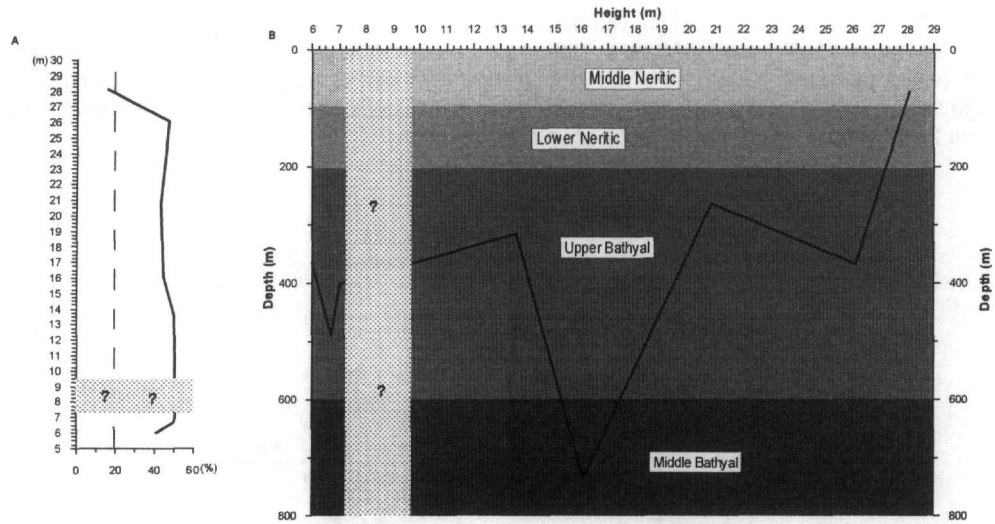


Fig. 6. (A) P/B ratio distributional pattern of the studied succession of the Roufas Section. (B) Depth reconstruction of the studied sequence of the Roufas Section.

3.5 Infauna versus Epifauna – Paleoproductivity

In order to evaluate the preferred microhabitat, species of total assemblages were divided in two groups, epifauna-shallow infauna and deep infauna (e.g. Jorissen et al. 1995), considering only the species with frequencies greater than 2%. The species that generally live within the top two centimeters of surficial sediment were attributed to the former group, those living deeper were assigned to the latter group (Buzas et al. 1993, Corliss 1985, Corliss & Chen 1988, Barmawidjaja et al. 1992). A plot of their relative abundance (Fig.7) shows the epifaunal component dominating the benthic community except in one interval (at 16,1 m), where the infaunal component rises more significantly. The infauna flourishes in quiet environments well supplied with organic carbon as beneath oxygen-poor waters where the trophic profile is high (Gooday 1986). Their high abundances usually signal eutrophication in the water column. These conditions are more typical of colder or deeper waters and may occur at shallower sites with upwelling influence. Other mechanisms that may produce a similar effect include large-scale runoff which produces a brackish water lid and ultimately a high nutrient level. As the composition of the fauna (*B. spathulata, B. aculeata, U. bononiensis*) , in this part of the record, is indicative of extremely stagnant bottom waters (lower amount of dissolved oxygen and relatively large nutrient availability), the origin of this event is postulated to be associated with enhanced fresh-water inputs. Enhanced river run-off into the Roufas basin created the stratification of the water column leading to a severe decrease in the ventilation of the subsurface waters.

Together with the predominance of the infauna, there is a planktonic/benthic ratio as high as 85%(based on epifauna). According to Berger & Diester-Haass (1988), high productivity is commonly associated with a high planktonic/benthic ratio.

3.6 Oxygen-content

The result of the oxygen transfer function as applied to data from the Roufas Section is presented in Fig. 8. In this figure we show the calculated oxygen content at the sediment-water interface. The reconstructed oxygen record represents the variation of the oxygen contents at the sediment-water interface, and suggests that the actual concentrations were moderate (ranging from 100 to 200 µMol/lt. At 16,1 m, the oxygen content reaches its lowest value, around 40 µMol/lt (~0,9 ml/lt), which coincides with the peak occurrences of the Bolivinids/Buliminids group and the Uvigerinids. This drop of oxygen levels is followed by a gradual increase until the top of the section. This trend is in line with the pattern in frequency of the Bolivinids/Buliminids group and the increasing trend of the epifauna group.

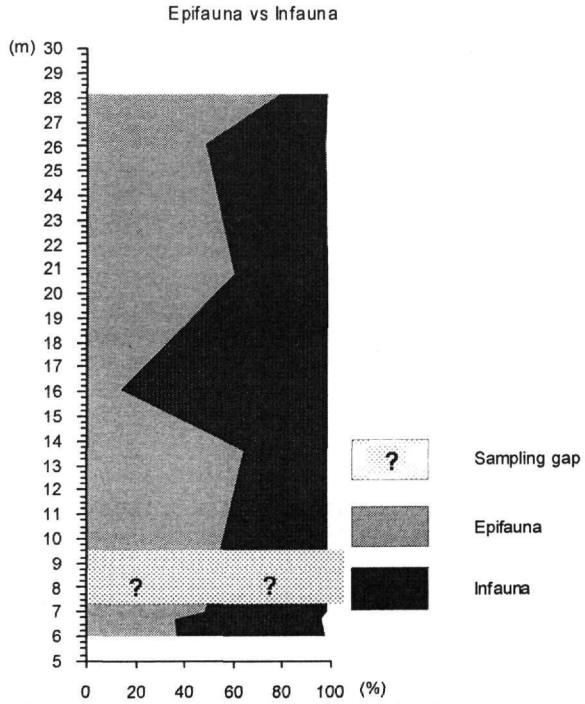


Fig. 7. Epifaunal versus infaunal benthic foraminifera in the Roufas Section.

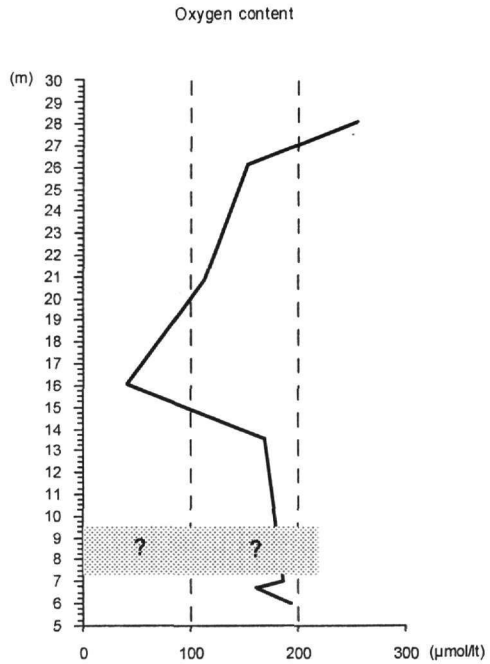


Fig. 8. Plot of the bottom-water oxygen content distribution, reconstructed with the transfer function.

4 CONCLUSIONS

Roufas Section is characterized by a highly diverse and epifaunal as well as infaunal morphogroups indicative of normal marine conditions. These morphogroups are typical for outer neritic-middle bathyal marine environments with moderate primary productivity and a flux of organic detritus that is sufficient to sustain infaunal bottom-dwellers. The most important factors for the foraminiferal distribution were oxygenation and food availability. The bottom waters were well aerated apart from a conspicuous drop in oxygen content in the middle part of the sequence leading to extremely stagnant bottom waters. The temporal increase in the proportion of infaunal benthic foraminifera reveals one time interval of reduced bottom-water oxygenation and relatively large nutrient availability. The origin of this low-oxygen event might be associated with changes in the humidity of the borderlands and corresponding fresh-water inputs. Enhanced river run-off into the Roufas basin probably triggered high productivity and enhanced fluxes of organic carbon to the sea floor. Simultaneously, the stratification of the water column caused a severe decrease in the ventilation of the subsurface waters.

ACKNOWLEDGEMENT

The authors would like to thank Ioanna Borbotsialou for carrying out the laboratory work. Financial support for this research was provided by the Research Project 70/4/4511 of the University of Athens.

REFERENCES

Barmawidjaja, D.M., Jorissen, F.J., Puskaric, S. and Van der Zwaan, G.J., 1992. Microhabitat selection of benthic foaraminifera in the northern Adriatic Sea. J. Foram. Res., 22, 297-317.

Berger, W.H. and Diester-Haass, L., 1988. Paleoproductivity: the benthic/planktonic ratio in foraminifera as productivity index. Marine Geology, 81, 15-25.

Boltovskoy, E.,1976. Distribution of Recent foraminifera of the South American region. In: Hedley, R. H. & Adams, C. G. (eds.), Foraminifera, 2: 171-236, Academic Press, London.

Boltovskoy, E. and Lena, H., 1971. The Foraminifera (except family Allogromiidae) which dwell in fresh water. J. Foram. Res., 1(2), 71-76.

Brasier, M.D., 1981. Microfossil transport in the tidal Humber basin. In: Neale and Brasier (Editors), Microfossils from recent and fossil shelf seas. Ellis Horwood Limited, Chichester, England, pp. 314-322.

Bremer, M.L., Briskin, M. and Berggren, W.A., 1980. Quantitative paleobathymetry and paleoecology of the Late Pliocene-Early Pleistocene foraminifera of Le Castella (Calabria, Italy). Journal of Foraminiferal Research, 10, 1-30.

Buzas, M.A. and Gibson, T.G., 1969. Species diversity: Benthonic foraminifera in western North Atlantic. Science, 163, 72-75.

Cita, M.B., 1975. Planktonic foraminiferal biozonation of Mediterranean Pliocene deep sea record. A revision. Rivista Italiana de Paleontologia e Stratigrafia, 81, 527-544.

Corliss, B.H., 1985. Microhabitats of benthic foraminifera within deep-sea sediments. Nature, 314, 435-438.

Corliss, B.H. and Chen, C., 1988. Morphotype patterns of Norvegian Sea deep-sea benthic foraminifera and ecological implications. Geology, 16, 716-719.

De Rijk, S., Troelstra, S.R. and Rohling, E.J., 1999. Benthic foraminiferal distribution in the Mediterranean Sea. Journal of Foraminifera Research, 29, 93-103.

Debenay, J.-P., Guillou, J.-J., Tsakiridis, E. and de Casamajor, M.-N., 2001a. Bioindicateurs d'impact dans les ports et les estuaires : les foraminiferes. Revue francaise de Genie Civil, 5, 1105-1122.

Debenay, J.-P., Tsakiridis, E., Soulard, R. and Grossel, H., 2001b. Factors determining the distribution of foraminiferal assemblages in Port Joinville Harbor (Ile d'Yeu, France): the influence of pollution. Mar. Micropaleontol., 43,75-118.

Fisher, R.A., Corbet, A.S. and Williams C.B., 1943. The relationship between the number of species and the number of individuals in a random sample of an animal population. Journal of Animal Ecology, 12, 42-58.

Gooday, A.J.,1986. Meiofaunal foraminiferans from the bathyal Porcupine Seabight (northeast Atlantic): size structure, standing stock, taxonomic composition, species diversity and vertical distribution in the sediment. Deep Sea Res., 33, 1345-1373.

Grimsdale, T.F. and Van Morkhoven, F.P.C.M., 1955. The ratio between pelagic and benthonic foraminifera as a means of estimating depth of deposition of sedimentary rocks. Proceedings of World Petroleum Congress, 4th, Rome. Sect. 1/D4, 473-491.

Gupta, A.K., 1997. Paleoceanographic and paleoclimatic history of the Somali Basin during the Pliocene-Pleistocene: Multivariate analyses of benthic foraminifera from DSDP Site 241 (Leg 25). J. Foram. Res., 27, 196-208.

Hammer, O., Harper, D.A.T. and Ryan, P.D., 2001. PAST-PAlaeontological Statistics software package for education and data analysis. Palaeontologia Electronica.

Herguera, J.C., 1992. Deep-sea benthic foraminifera and biogenic opal: Glacial to postglacial productivity changes in the western equatorial Pacific. Marine Micropalontology, 19, 79-88.

Jonkers, H.A., 1984. Pliocene benthonic foraminifera from homogeneous and laminated marls on Crete, Utrecht Micropaleontological Bulletin, 31,179pp.

Jorissen, F.J., De Stigter, H.C. and Widmark, J.G.V., 1995. A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. Mar. Micropaleontol., 26, 3-15.

Katz, M.E. and Thunnell, R.C., 1984. Benthic foraminiferal biofacies associated with Middle Miocene to Early Pliocene oxygen-deficient conditions in the eastern Mediterranean. Journal of Foraminiferal Research, 14,187-202.

Kawagata, S., 2001. Tasman Front shifts and associated palaeocenographic changes during the last 250,000 years: foraminiferal evidence from the Lord Howe Rise. Marine Micropalaeontology, 41, 167-191.

Keller, G., 1988a. Biotic turnover in benthic foraminifera across the Cretaceous/Tertiary boundary at El Kef, Tunisia. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 66, 153-171.

Kouwenhover, T.J., 2000. Survival under stress: benthic foraminiferal patterns and Cenozoic biotic crises. Geologica Ultraiectina 186 , 206 pp.,

Meulenkamp, J.E., Van Der Zwaan, G.J. and Van Wamel, W.A., 1994. On late Miocene to Recent vertical motions in the Cretan segment of the Hellenic arc. Tectonophysics, 234, 53-72.

Mullins, H.T., Thompson, J.B., McDougall, K. and Vercoutere, T.L., 1985. Oxygen minimum zone edge effects: evidence from the central California coastal upwelling system. Geology, 13, 491-494.

Murray, J.W. 1971. An Atlas of British Recent Foraminiferids. Heinemann Educational Books, London.

Murray, J. W., 1973. Distribution and Ecology of Living Benthic Foraminiferids. Cran, Russak and Co., New York, 274 pp.

Murray, J.W., 1976. Comparative studies of living and dead benthic foraminiferal distributions. In: Foraminifera, vol. 2, edited by R.H. Hedley and C.G. Adams, 45-109, Academic Press, London, New York, San Francisco.

Murray, J.W., 1991. Ecology and paleoecology of Benthonic Foraminifera. Longman Scientific and Technical, London, 274pp.

Phleger, F.B., 1951. Ecology of foraminifera, northwest Gulf of Mexico, part 1: foraminifera distribution. Geological Society of America, Memoir, 46, 1-88.

Phleger F.B. and. Soutar, A., 1973. Production of benthic foraminifera in three east Pacific minima. Micropaleontol., 19, 110-115.

Poag, C.W., 1984. Distribution and ecology of deep-water benthic foraminifera in the Gulf of Mexico. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 48, 25-37.

Spaak, P., 1983. Accurency in correlation and ecological aspects of the planktonic foraminifera zonation of the Mediterranean Pliocene. Utrecht Micropaleontological Bulletin, 28, 160pp.

Speijer, R.P. and van der Zwaan, G.J., 1996. Extinction and survivorship of southern Tethyan benthic foraminifera across the Cretaceous/Palaeogene boundary. In: M.B. Hart (Ed.), Biotic Recovery from Mass Extinction Events. Geological Society Special Publication 102, 343-371

Van Der Zwaan, G.J., 1982. Paleoecology of late Miocene Mediterranean foraminifera. Utrecht Micropaleontogical Bulletin, 25, 1-205.

Van der Zwaan, G.J. and Gufjonsson, L., 1986. Middle Miocene-Pliocene stable isotope stratigraphy and paleoceanography of the Mediterranean. Mar. Micropaleontol., 10, 71-90.

Van Der Zwaan, G.J., F.J. Jorissen and De Stigter, H.C., 1990. The depth dependency of planktonic/benthic foraminiferal ratios: Constraints and applications. Marine Geology, 95, 1-16.

Van Der Zwaan, G.J., Almogi-Labin, A., Jannink, N.T., Duijnstee, I.A.P. and Jorissen, F.J. (subm.). Apparent oxyphilic benthic foraminifera: a new proxy in paleoceanography for quantitative reconstruction of oxygen content.

Van Morkhoven, F.P.C.M., Berggren, W.A. and Edwards, A.S., 1986. Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera. Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Mem., 11,1-412.

Verhallen, P.J.J.M., 1991. Late Pleistocene to early Pleistocene Mediterranean mud-dwellind foraminifera; influence of a changing environment on community structure and evolution. Utrecht Micropaleontological Bulletin, 40: 219pp.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

FORAMINIFERAL RECORD OF ENVIRONMENTAL CHANGES: PRE-EVAPORITIC DIATOMACEOUS SEDIMENTS FROM GAVDOS ISLAND, SOUTHERN GREECE.

Drinia H., Antonarakou A., Tsaparas N., Dermitzakis M.D. and Kontakiotis G.
National and Kapodistrian University of Athens, Dept. Of Geology, Section of Hist. Geology-Paleontology, Panepistimiopolis, 157-84 Athens, Greece, cntrinia@geol.uoa.gr, aantonar@geol.uoa.gr, ntsapar@geol.uoa.gr, mderm@geol.uoa.gr, gkontak@geol.uoa.gr

ABSTRACT

The Messinian pre-evaporitic sedimentary succession of Gavdos island (Metochia section) is a nearly uninterrupted succession of marine sediments, dominated by finely laminated diatomaceous sediments, which are cyclically alternating with marlstone and white limestone beds. The purpose of this study is to analyze in detail the benthic and planktonic foraminiferal microfauna preserved in the sediments of this section. The qualitative and quantitative analysis of the planktonic foraminifera fauna allowed the recognition of seven bioevents, which have been astronomically dated for the Mediterranean. The base of the diatomitic succession in Gavdos Island is dated at 6.696 Myr, whereas its top at 6.0 Myr. Our results suggest that two environmental parameters are the most important factors that control the community structure of the benthic foraminiferal fauna: the food availability and oxygen concentration. In addition, local upwelling phenomena evidenced by signals from the benthic foraminifera and the distribution pattern of the planktonic *G. bulloides* may have played a role in the faunal density and composition.

1 INTRODUCTION

Messinian evaporites in the deep Mediterranean basins and Messinian "salinity crisis" (MSC) have been the subject of several studies and speculations. Restricted environmental conditions in the Mediterranean were the main cause of the widespread deposition of evaporites. The pre-evaporitic sediments are characterized by predominantly alternations of marl/sapropel sequences (Late Tortonian to early Messinian), which pass to either diatomites (e.g. Sicily, northeastern Morocco, Algeria) or euxinic clays (e.g. northern Italy, Tyrrhenian Sea, eastern Mediterranean). Paleoenvironmental changes related to these lithological transitions are documented by faunal (e.g. Cita, 1976; Glacon et al., 1990; Benson & Rakic-El Bied, 1991; Benson et al., 1991; Sierro et al., 1993; Hodell et al., 1994) and geochemical (stable isotope) parameters (e.g. Vergnaud-Grazzini, 1983; Hodell et al., 1994; Ferretti & Terzi, 1995). The increasing accuracy of time control (Hilgen et al., 1995; Shackleton et al., 1995) improves the correlation of these phenomena throughout the Mediterranean.

The purpose of this study is to reconstruct the paleoenviromental trends and events leading to the MSC during the transition from the Tortonian open marine conditions to the Messinian evaporitic environments, in the Eastern Mediterranean basin. The succession of paleoenvironments and foraminifera assemblages is analyzed from the time period before the Messinian evaporitic deposition in Metochia section, Gavdos Island.

2 MATERIAL AND METHODS

2.1 Study area

Metochia section (NE Gavdos Island, Fig. 1), is a Late Miocene hemipelagic marl succession characterized by the rhythmic alternations of poorly non-bioturbated brown-grey, organic rich lami-

nated beds (sapropels) and bioturbated, light grey-blue, homogeneous, hemipelagic marl beds. The thickness of successive sapropel and marl beds varies such that distinct small and large scale clusters can be distinguished. The upper part of this sequence is composed of 14 meters of diatomite deposits. This part consists of alternations of diatomite beds with white limestone beds, clay diatomites, diatomaceous marls and grey thin-bedded limestone (Triantaphyllou et al., 1999) (Fig. 1). Hilgen et al., (1995) have counted 38 sedimentary cycles in these deposits and dated the base of the diatomite sequence at 6.696 Ma. Perez-Folgado et al. (2003) described the lower part (6.606-6.5 Ma) of the sedimentary cycles of the diatomite sequence as typically tripartite, composed of light-brown marls (sapropel-like), a thick diatomite and an homogenous marl.

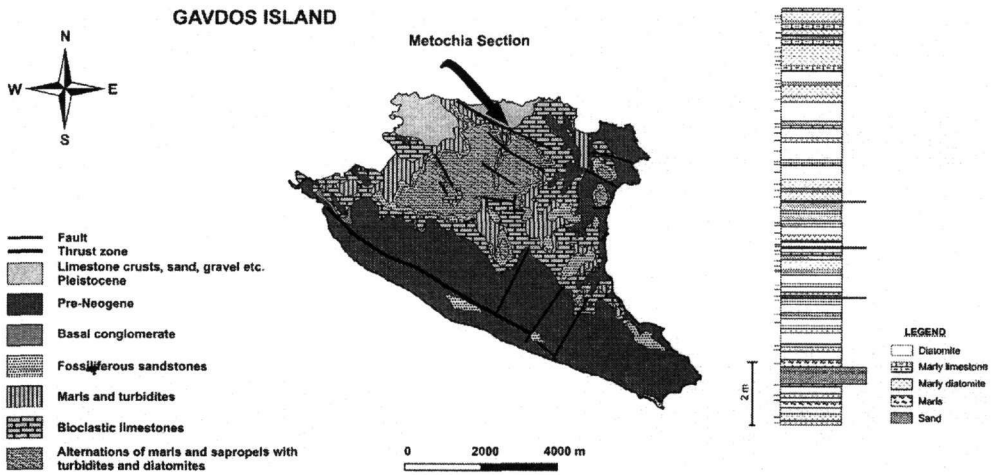


Fig. 1. Location map and lithostratigraphical column of the upper part of the Metochia Section.

2.2 Micropaleontological analysis

40 samples from the diatomite sequence of Metochia section were collected. After washing and drying, samples were sieved through 125 and 63 μm mesh. From the >125 μm size fraction 300-500 individuals of foraminifera were randomly picked. Quantitative and qualitative analysis of the benthic and planktonic foraminifera was performed in almost all the samples.

On the basis of the faunal counts, values H(s) for diversity using the Shannon-Wiener information equation (Buzas & Gibson, 1969), Species Richness (number of species), Equitability (Buzas & Gibson 1969), Dominance and the Fischer α-index (Fisher et al. 1943), were calculated. Raw data of microfossils were then transformed into percentages over the total abundance and percentage abundance curves were plotted. Species with phylogenetic affinities and similar environmental significance were also grouped to better interpret distribution patterns. Additionally, Planktonic/Benthic (P/B) ratios expressed as 100*P/(P+B), i.e. the percentages of planktonic foraminifera in the total foraminiferal assemblages, and infauna versus epifauna are used as indicators of paleobathymetry, paleoproductivity and upwelling. Paleobathymetry was also calculated for each sample by introducing P/B ratios, based on epifaunal species, in the equation of v.d. Zwaan et al. (1990).

3 PLANKTONIC FORAMINIFERAL BIOSTRATIGRAPHY

The quantitative distribution patterns of the most representative planktonic foraminiferal taxa are summarized in Fig.2. A quantitative biostratigraphic analysis of the planktonic fotraminifera was carried out in order to pinpoint accurately the position of bio-events (Table 1).

In the lower part of the section the first abundant occurrence of *Globigerina obesa* has been recognized at around 3 m of the section, dated at 6.610 Ma (Krijgsman et al., 1999). This species

occurs almost continuously in our record. Intervals characterized by its absence or low abundances are recorded in the diatomaceous layers.

Table 1: Planktonic foraminifera bioevents in the upper part of the Metochia Section (Krijgsman et al., 1999)

Planktonic Foraminifera events	Stratigraphical level (m)	Age (Myr)
(1) *Globigerina obesa* FAO	3,40	6.610
(2) *Globorotalia conomiozea* LO	5,70	6.500
(3) *Turborotalita multiloba* FAO	7,00	6.415
(4) *Neogloboquadrina acostaensis* d/s	8,50	6.337
(5) *N. acostaensis* dominance sin. forms	12,70	6.108
(6) *N. acostaensis* influx sinistral	14,20	6.099
(7) *Globorotalia scitula* influx	14,60	6.082

The second significant biostratigraphic event is the last occurrence of *Globorotalia miotumida* group which has been dated at 6.552 Ma (Krijgsman et al., 1995). This event is followed by two distinct influxes of the group. One is recorded around 5,7 m and the second, which is less prominent, at around 3,5 m of the section. Sierro et al. (2001), recognized also two influxes of *G. miotumida* group in Sorbas, dated at 6.552 and 6.585 Ma. In Gavdos diatomites, Perez-Folgado et al. (2003), who worked in the lower part of the section, identified only the older influx of the group on top of the diatomite cycle which lithologicaly corresponds to our record.

The entry of *Turborotalita multiloba* is a very usefull bioevent and has been widely used for biostratigraphic correlations inside the Mediterranean. This event has been astronomically dated at 6.415 Ma (Krijgsman et al., 1999; Hilgen & Krijgsman, 1999). Short incursions of the species are recorded in our record before its regular occurrence in the section.

The distribution and coiling pattern of *Globorotalia scitula* group which comprises all the unkeeled globorotaliids (*G. scitula, G. nicolae, G. ventriosa*) of our data, are used for biostratigraphic correlation throughout the Messinian, inside and outside the Mediterranean (Krijgsman et al., 1995; Sierro et al., 1993; 2001). In our record, this group is abundant in the lower part of the section with preferentially dextral coiling and then the group shows prominent incursions and frequent shifts in coiling direction, from sinistral to dextral and vice versa, up to the top of the section. In the Mediterranean the two last influxes of *G. scitula* group have been astronomically dated (Krijgsman et al., 1999). In Gavdos diatomites, the last distinct influx of this group has been identified just above the last sinistrally coiling *Neogloboquadrina acostaensis* influx, (at 14.6 m), dated at 6.082.

Neogloboquadrina acostaensis is very abundant in our record reaching high abundances in the upper part, in diatomaceous marls and in the thick diatomite beds. Dextral and sinistral specimens were counted separately, in order to define a better biostratigraphic framework for the studied section. In the lower part, coiling is dominantly sinistral. A very prominent coiling change from sinistral to dextral is reported at 8,5 m which is correlated to the astronomically date of 6,337 ma (Krijgsman et al., 1999). This event has been recognized both in the Mediterranean (Sierro et al., 1993; Sprovieri et al. 1996; and others) and Atlantic regions (Sierro et al., 1993; Benson et al., 1991 and others). Iaccarino (1985) used this event to define the base of the Non- distinctive Zone in the Messinian in the Mediterranean.

Moreover, two distict events into the distribution pattern of *Neogloboquadrina acostaensis* were recognized, one is recorded at 12,7 m where sinistrally coiled specimens are dominant, dated at 6,108 Ma, and the other at 14,20 m, dated at 6.099 Ma (Hilgen & Krijgsman, 1999) referred to the significant influx of sinistral forms.

All these events described above indicate that the studied interval ranges from 6.7 Ma as it is recorded from the onset of the diatomite sequence for Gavdos island, to 6.082 Ma according to the last influx of *Globorotalia scitula* group.

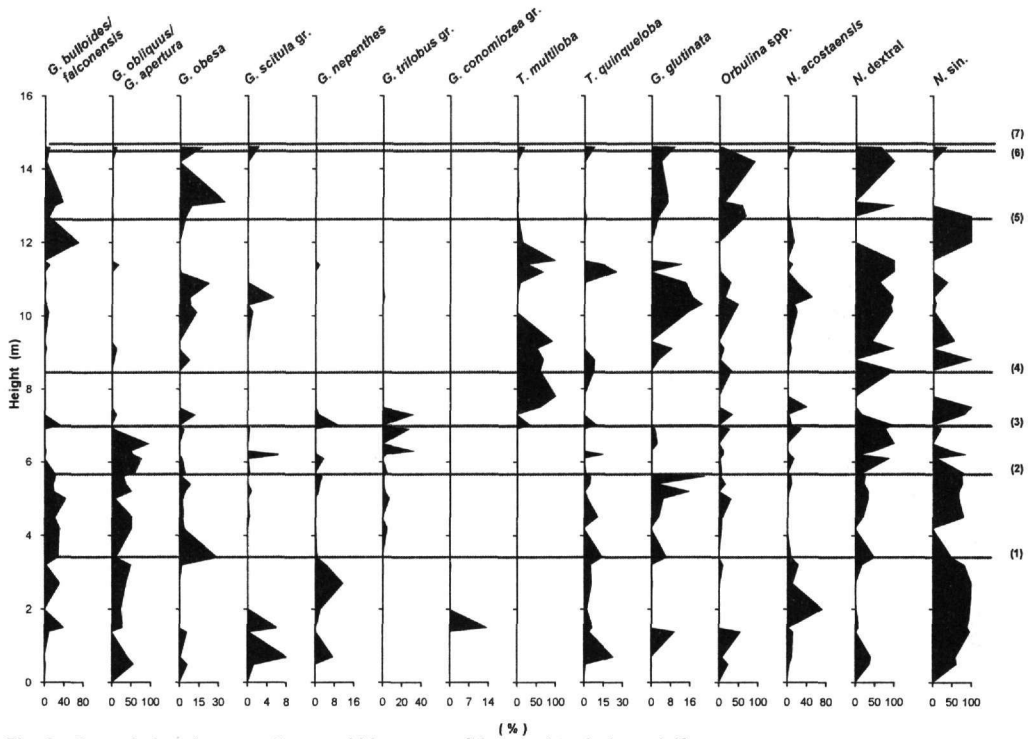


Fig. 2. Faunal abundance pattern and bioevents of the planktonic foraminifera.

4 THE BENTHIC FORAMINIFERAL RECORD

4.1 Faunal pattern

The distribution of dominant, common or significant species, which characterize the benthic foraminiferal fauna of Metochia Section, is reported in Fig.3.

The most representative species of the diverse benthic foraminiferal fauna are: *Bolivina plicatella, Bolivina spathulata* group (*B. spathulata, B. dilatata, B. tortuosa*), *Bulimina aculeata* group (*B. aculeata, B. elongata, B. lappa*), *Elphidium* sp, *Asterigerinata planorbis* and *Gyroidinoides neosoldanii*. Additional and significant species are *Anomalinoides* sp., *Cibicidoides kullenbergi, C. ungerianus, Cibicides lobatulus, Cassidulina laevigata, Melonis padanum, Uvigerina* sp., *Valvulineria bradyana* and *Globocassidulina oblongus*.

Bolivinidae and Buliminidae dominate throughout the succession, strongly fluctuating in the range of 0,5-79% and 1-98% respectively. Among the Bolivinidae, *B. plicatella* and *B. spathulata* group, are the most common. *Bolivina plicatella* is relatively abundant in the basal part of the section, displaying peak occurrences at 0,5 m and 4,2 m (76,5% and 64,6% respectively). On the contrary, *B. spathulata* group is abundant in the middle and upper part of the section, displaying its highest percent value at 8,5 m (49,29%). *Bulimina aculeata* group shows its highest frequency at 2 m (98%).

Asterigerinata planorbis and *Elphidium* sp. occur from the base to the top of the section with their highest frequencies in the middle of the succession, at 6,9 and 7,3 m (46% and 78% respectively).

From the faunal pattern of benthic foraminifera, the species *Bolivina plicatella, Hanzawaia boueana, Cibicidoides kullenbergi, Melonis padanum, Cassidulina laevigata, Valvulineria bradyana, Globocassidulina oblongus* display a decreasing trend, whereas *Anomalinoides* sp., *Cibicidoides ungerianus, Bolivina spathulata* and *Uvigerina* sp. show an increasing trend, up to the top of the section.

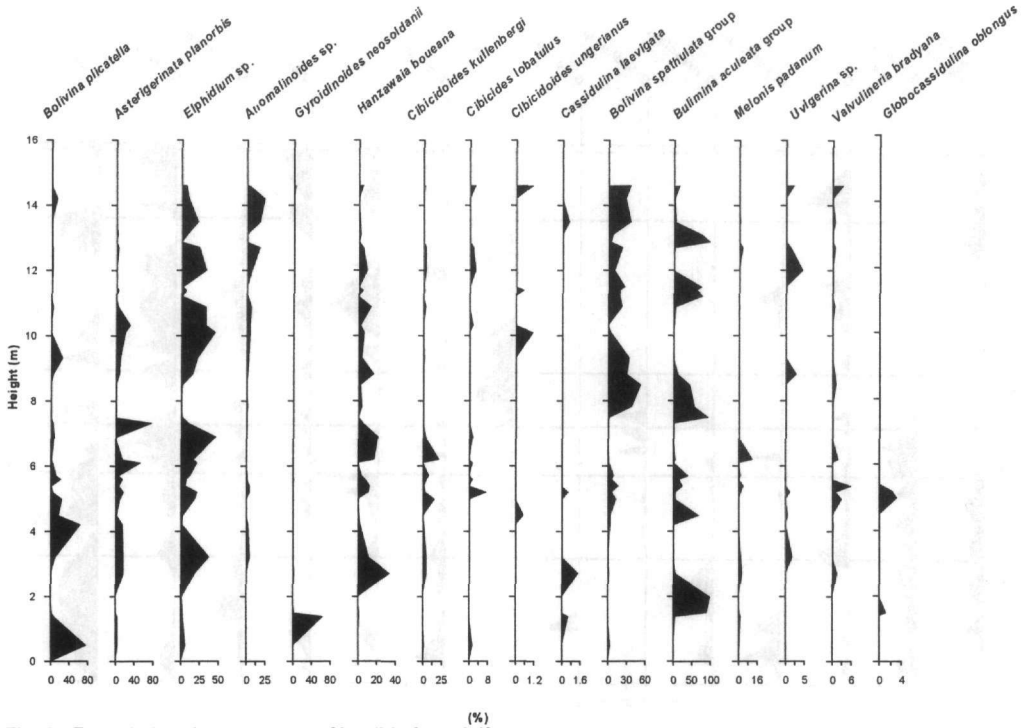


Fig. 3. Faunal abundance pattern of benthic foraminifera.

4.2 Diversity

Diversity indices expressed by Shannon diversity (H(s)), Fischer alpha, Equitability and Dominance have been measured for each sample collected from Metochia Section and are shown in Table 2. These indices are in accordance with the faunal abundance pattern implying that high diversity corresponds with low dominance and low equitability.

Table 2: Benthic foraminiferal faunal parameters.

Height	Taxa	Dominance	Shannon index	Equitability	Fisher-α
0,5	18	76,50	0,97	0,39	3,56
1,4	11	68,18	1,09	0,53	2,08
1,5	8	88,75	0,56	0,27	2,06
2,0	4	98,03	0,11	0,08	0,84
2,7	13	34,78	1,75	0,80	2,44
3,2	14	28,57	1,74	0,79	2,46
4,2	13	67,51	1,16	0,48	3,12
4,5	13	67,94	1,02	0,49	2,07
5,0	11	24,24	2,05	0,89	2,81
5,2	33	16,37	2,28	0,86	4,58
5,4	18	25,49	2,16	0,87	3,67
5,6	22	24,10	2,15	0,84	4,15
5,7	14	40,85	1,78	0,81	2,45
6,1	9	63,64	1,05	0,54	1,70
6,2	12	22,03	2,01	0,87	2,79
6,9	9	32,91	1,34	0,75	1,40
7,3	5	78,08	0,81	0,50	1,11
7,5	10	92,27	0,38	0,18	2,07
7,8	7	54,64	0,90	0,56	1,11
8,5	5	49,29	0,89	0,50	1,40
8,8	13	28,00	1,73	0,83	2,11
9,3	10	24,00	1,68	0,81	2,05
10,1	14	26,37	1,29	0,72	1,49
10,3	14	29,73	1,52	0,78	1,74
10,9	20	22,22	1,88	0,78	3,21
11,2	7	77,78	0,65	0,36	1,41
11,4	9	62,05	1,16	0,65	1,40
11,5	4	73,26	0,63	0,57	0,58
12,0	18	31,34	1,96	0,82	3,47
12,7	24	22,97	2,10	0,80	4,60
12,9	3	95,45	0,21	0,19	0,58
13,1	11	75,24	0,86	0,48	1,41
13,5	18	34,66	1,54	0,67	2,90
14,2	11	23,46	1,66	0,86	1,83
14,6	22	30,43	1,94	0,78	3,79

Low values of Fischer-α index (at 2, 11,5 and 12,9 m of the record) suggest some deviation from the norm of the paleoenvironmental parameters (Jorissen, 1987; v. d. Zwaan & Jorissen, 1991). In addition, the availability of strong dominance of some species (at 1,5, 2, 7,5 and 12,9 m) in relation with low species diversity suggests conditions of environmental stress.

An abrupt decrease of diversity, tugged by an increase in dominance, at 4,5 m, 7,5 m, 11,2 m and 11,5 m of the record, is discerned. This is may due to the peak occurrence of the infaunal *Bu-*

limina aculeata group, which is high tolerant to raised salinities and oxygen deficiencies (v. d. Zwaan, 1982; Jonkers, 1984; Verhallen, 1991; Rohling et al., 1993). The same stands for the interval at 12,9 m, where peak occurrence of *Bolivina spathulata* group indicates high organic content and dysoxia (v. d. Zwaan, 1982; Jonkers, 1984; Katz & Thunell, 1984; Sprovieri et al., 1986; Sen-Gupta et al., 1989, Murray, 1991, Verhallen, 1991, Jorissen et al., 1992; Kaiho, 1994; Loubère, 1996, 1997, Kouwenhoven et al., 1999). On the contrary, in the middle or the basal part of the succession, the appearance of the epiphytic group, which constitutes up to 50% of the benthic assemblage and is represented by preferentially photofile forms (as *Elphidium* spp. and *Asterigerinata planorbis*) implies more stable environmental conditions.

4.3 Infauna-Epifauna

The benthic assemblages have been divided into two major ecological categories, epifauna-shallow infauna and deep infauna, based on habitat preferences known for their recent representatives (Jorissen et al., 1995). A plot of their relative abundances (Fig.4) shows the epifaunal component dominating the benthic community in total numbers, except of five intervals (at about 2 m, 4,5 m, 8 m, 11,5 m and 13 m), where the infaunal component rises more significantly.

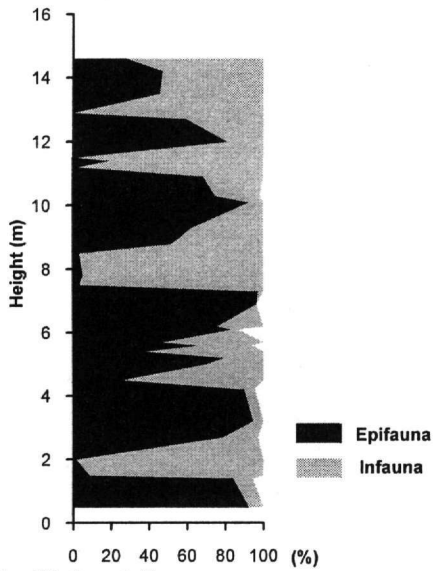


Fig. 4. Infauna versus Epifauna benthic foraminifera

Dominance of the epifaunal group indicates well-ventillated bottom water environments and a rather deep position of the redox front. Van der Zwaan et al. (1999) assume that these species are not so tolerant to oxygen stress, but very well able to compete for food. This explains their prominent position at the sediment-water interface under normal conditions. According to Jorissen et al. (1995) and v. d. Zwaan et al. (1999), with increasing water depth, nutrients become limitative. As a consequence of the limited amount of organic flux reaching deep environments, less organic matter is stored in the sediment, rendering the deeper sediment layers a less profitable environment for potential infaunal species. In addition the parallels between plankton and benthos are such that the warmer relatively oligotrophic planktonic group (*Globoturborotalita aperture - Globigerinoides obliquus* group) varies together with the epifaunal group (Fig. 2).

On the contrary, it is well documented that infaunal foraminifera prefer nutrient-rich, low oxygen, muddy environments and their high abundances usually signal eutrophication in the water column (Barmawidjaja et al. 1992, Verhallen 1991). These conditions are more typical of colder or deeper waters and may occur in shallower sites with upwelling influence. Other mechanisms, which may produce a similar effect, include large-scale runoff that produces a brackish water lid and ultimately a high nutrient level.

In the first case, the upwelling suggests that cool and very productive waters characterized these parts of the section (at about 2 m, 4,5 m, 11,5 m and 13 m). The upwelling is preceded by peaks in the frequency of *Globigerina bulloides* (Fig. 2) (a species better adapted to high-productivity upwelling regimes with fairly uniform properties). Upwelling cold currents may have favored the cooling and sinking of surface waters with the subsequent upward mixing of nutrient-rich intermediate waters (Rohling & Bigg, 1998; Sierro et al., 2003). We, therefore, suggest the establishment in these parts of the section, of a small upwelling cell, probably as a result of wind strengthening. In the second case, at about 8 m height, the high abundance of infaunal species is associated with, perhaps, an enhanced river input. This is in accordance with a relatively decrease of P/B ratio. *Bolivina spathulata* group and *Bulimina aculeata* group are the most abundant species in this interval, indicating the existence of oxygen-poor, organic-rich waters at the bottom and more restricted conditions.

5 PALEOBATHYMETRY

The approximate water depth for the sediments from the Metochia Section is assessed by introducing P/B ratios based on epifaunal species, in the equation of v. d. Zwaan et al. (1990).

Based on water depth zonation of Bremer et al. (1980) and van Morkhoven et al. (1986), the depositional depth of the Section varies from around 150 to 1200 m indicating an environment in the upper to lower bathyal zone (Fig.5a). According to v. d. Zwaan et al. (1990) the low values of depth might be due to low values of the P/B ratio (Fig. 5b) and probably represent benthic "bloom".

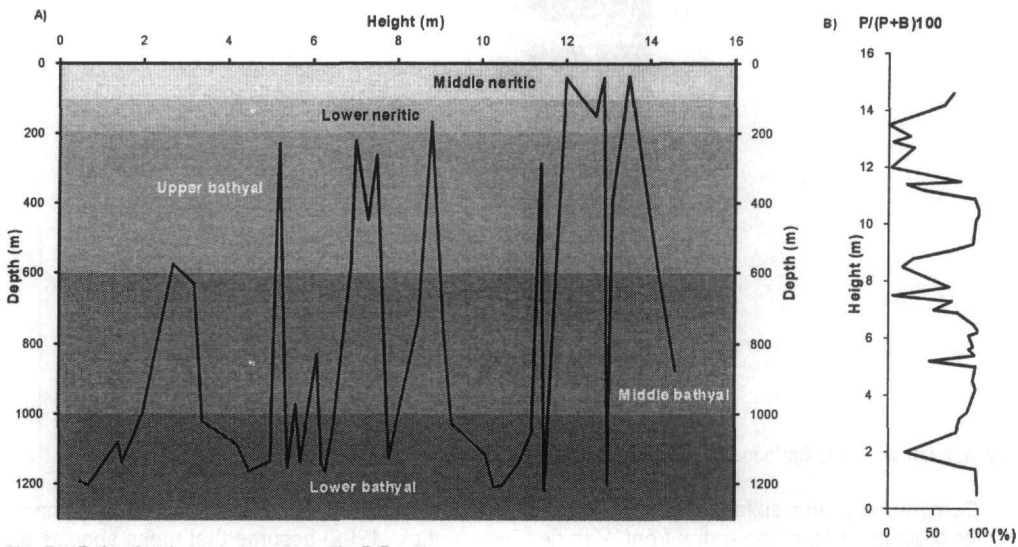


Fig. 5a. Paleodepth reconstruction. 5b. P/B ratio.

As the assemblages recorded from the Metochia section consist of species that are alive today, paleobathymetries have been also estimated through a direct comparison with water-depth ranges seen in their present-day counterparts. References we used include general studies (e.g. van Morkhoven et al., 1986; Murray, 1991) and a selection of papers concerning the Mediterranean Sea (e.g. Parker, 1958; Todd, 1957; Bandy & Chierici, 1966; Venec-Peyre, 1984; Jorissen, 1987; Cimerman & Langer, 1991). The depth-diagnostic benthic foraminifera taxa, selected among those having common or abundant occurrences in the Metochia Section are (Table 3): *Bolivina spathulata* group, *Bulimina aculeata* group, *Melonis padanum, Bolivina plicatella, Asterigerinata planorbis, Elphidium* sp., *Anomalinoides* sp., *Gyroidinoides neosoldanii, Hanzawaia boueana* and *Cibicidoides kullenbergi.* The depth range chart goes in accordance with the results extracted from the formula used for the calculation of the paleodepth, which means that the benthic foraminiferal assemblages are indicative of an upper to lower bathyal environment.

6 DISCUSSION-CONCLUSIONS

Foraminiferal assemblage distribution has been used to reconstruct the paleoenvironmental conditions that prevailed during the deposition of the diatomaceous part of the Metochia Section in Gavdos Island. These deposits, based on biostratigraphic data, have been dated at 6,69-6,082 Ma and were deposited in an upper to lower bathyal environment, characterized by a high concentration of organic matter and a generally dominance of epifaunal versus infaunal species. The intervals that infaunal species dominate may be linked to fluvial discharge or local upwelling.

Table 3: Bathymetric significance of dominant and important associated species from the Metochia Section.

TAXA	SHELF	UPPER BATHYAL	MIDDLE BATHYAL	LOWER BATHYAL
Anomalinoides sp.				
A. planorbis				
B. plicatella				
B. spathulata				
B. aculeata				
C. kullenbergi				
Elphidium sp.				
G. neosoldanii				
H. boueana				
M. padanum				

The basal part of the section (0-6 m) is characterized by the high percentage values of *Bolivina plicatella,* an indicative species of moderate paleoenvironmental stress. According to v. d. Zwaan (1982) *Bolivina plicatella* is highly tolerant to raised salinities and oxygen deficiencies, while v. d. Zwaan & Hartog Jager (1983) consider it as an epiphytic species. According to Seidenkrantz et al. (2000), dominance of *Bolivina plicatella* is a result of an increased salinity. At 1,4 m, *Gyroidinoides neosoldanii* is the most dominant species. This species seems to be excellent marker of organic matter and doesn't tolerate strong ecological stress due to long periods of very low oxygen levels (Mullineaux & Lohmann, 1981; de Stigter et al., 1998). High abundances of *Elphidium* sp. are suggestive of shallow water and probably indicative of an allochthonous fauna derived from a slump block of neritic origin (Brunner & Culver, 1992). These increased percentage values may be due to the substrate, which seems to overpass to ecological stress. In the middle part of the section (8-10 m), the paleoenvironmental conditions are characterized by intense stress due to low oxygen content. Bolivinidae and Buliminidae dominate to the total benthic foraminifera fauna. In the upper part of the section (10-14,6 m), *Bolivina spathulata* group shows its highest percent values and reveal that is found is the most favourable conditions. According to van der Zwaan (1982), Verhallen (1991), Jorissen et al. (1992), Kaiho (1994), Loubere (1996, 1997), *Bolivina dilatata* tends to increase when the influx of terrigenous organic matter dominates the environment. Generally, zones influenced by runoff products are dominated by species with a tolerance to stressed conditions (Jorissen, 1999). But according to Phleger & Soutar (1973), Sen Gupta et al. (1989), Caralp (1989) and Gooday (1993), benthic assemblages dominated by *Bolivina* typify low oxygen environments with a sustained flux of organic matter in regions of high productivity, often associated with intense upwelling.

REFERENCES

Bandy, O.L., and Chierici, M.A., 1966. Depth temperature evaluation of selected Californian and Mediterranean bathyal foraminifera, *Mar. Geology,* 4, 259-271.

Barmawidiaja, D.M., Jorissen, F.J., Puskaric, S., and van der Zwaan, J., 1992. Microhabitat selection by benthic foraminifera in the northern Adriatic Sea, *J. Foraminiferal Res.*, 22, 297-317.

Benson, R.H. and Rakic-El Bied, K., 1991. The Messinian parastratotype ata Cuevas del Almanzora, Vera Basin, SE Spain: Refutation of the deep basin, shallow-water hypothesis? *Micropaleontology,* 37, 289-302.

Benson, R.H., Rakic-El Bied, K., and Bonaduce, G., 1991. An important current reversal (influx) in the Rifian Corridor (Morroco) at the Tortonian-Messinian boundary: the end of the Tethys ocean. *Paleoceanography,* v. 6 (1), 164-172.

Bremer, M.L., Briskin, M., and Berggren, W.A., 1980. Quantitative paleobathymetry and paleoecology of the Late Pliocene-Early Pelistocene foraminifera of Le Castella (Calabria, Italia), *J. Foram. Res.,* 10, 1-30.

Brunner, C.A., and Culver, S.J., 1992. Quaternary foraminifera from the walls of Wilmington, South Wilmington, and North Heyes Canyon, U.S. East Coast: implications for continental slope and rise evolution, *Palaios,* 7,34-66.

Buzas, M.A. and Gibson, T.G., 1969. Species diversity: benthonic foraminifera in western North Atlantic. *Science,* 163, 72-75.

Caralp, M.H., 1989. Abundance of *Bulimina exilis* and *Melonis barleeanum:* Relationship to the quality of marine organic matter, *Geo-Marine Letters,* 9, 37-43.

Cimerman, F., and Langer, M., 1991. Mediterranean Foaraminifera. Slovenska Akademija Znanosti in Umetnosti, *Academia Scientiarum Artium Slovenica, Ljubliana, Classis IV, Historia Naturalia,* 30, 118p.

Cita, M.B., 1976. Biodynamic effects of the Messinian Salinity Crisis on the evolution of planktonic foraminifers in the Mediterranean, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 20, 23-42.

De Stigter, H.C., Jorissen, F.J., and van der Zwaan, G.J., 1998. bathymetric distribution and microhabitat partitioning of live (Rose Bengal stained) benthic foraminifera along a shelf to deep sea transect in the southern Adriatic Sea, *Journal of Foraminiferal Research,*28, 40-65.

Ferretti, S. and Terzi, C., 1995. Late Miocene isotope stratigraphy and astronomical calibration of the Monte del Casino section (northern Apennines, Italy), *G. Geol. Ser 3a. 57*, 12, 99-112.

Fisher, R.A., Corbet, A.S., and Williams, C.B., 1943. The relationship between the number of species and the number of individuals in a random sample of an animal population, *J. Anim. Ecol.,* 12, 42-58.

Glacon, G., Vergnaud-Grazzini, C., Iaccarino, S., Rehault, J.P., Randrianasolo, A., Sierro, F.J., and Weaver, P., 1990. Planktonic foraminiferal events and stable isotopic record in the Upper Miocene of the Tyrrhenian Sea, ODP Site 654, Leg 107. *Proc. ODP Sci. Res.* 107, 415-427.

Gooday, A.J., 1993. Deep-sea benthic foraminiferal species which exploit phytodetritus: Characteristic features and controls on distribution, *Mar. Micropaleontol.,* 22, 187-205.

Hilgen, F.J., and Krijgsman, W., 1999. Cyclostratigraphy and astrochronology of the Tripoli diatomite Formation (pre-evaporite Messinian, Sicily, Italy), *Terra Nova 11*, 16-22.

Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Langereis, C.G., Lourens, L.J, Santarelli, A., and Zachariasse, W.J ,1995. Extending the astronomical (polarity) time scale into the Miocene, *Earth Planetary Science Letters, 136*, 495-510.

Hodell, D.A., Benson, R.H., Kent, D.V., Boersma, A., and Rakic-El Bied, K., 1994. Magnetostratigraphic, biostratigraphic and stable isotope stratigraphy of an Upper Miocene drill core from the Salé Briqueterie (northwest Morocco): A high resolution chronology for the Messinian stage, *Paleoceanography,* 9, 835-855.

Iaccarino, S., 1985. Mediterranean Miocene and Pliocene Planktic foraminifera. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K. (Eds.), *Plankton Stratigraphy*, Cambridge University Press, 283-314.

Jonkers, H.A., 1984. Pliocene benthonic foraminifera from homogeneous and laminated marls on Crete, *Utrecht Micropal. Bull.,* 31, 179 pp.

Jorissen, F.J., 1987. The distribution of benthic foraminifera in the Adriatic Sea, *Mar. Micropal.,* 12(1), 21-48.

Jorissen, F.J., 1999. Bentic foraminiferal microhabitats below the sediment-water interface, In Sen Gupta, B.K. (ed.), *Modern Foraminifera*, Kluwer, 161-179.

Jorissen, F.J., Barmawidjaja, D.M., Jorissen, F.J., Puskaric, S., and van der Zwaan, G.J., 1992. Vertical distribution of benthic foraminifera in the northern Adriatic sea: the relation with the organic flux, *Mar. Micropaleontol.* 19, 131-146.

Jorissen, F.J., 1987. The distribution of benthic foraminifera in the Adriatic Sea, *Mar. Micropal.,* 12(1), 21-48.

Jorissen, F.J., 1999. Bentic foraminiferal microhabitats below the sediment-water interface, In Sen Gupta, B.K. (ed.), *Modern Foraminifera*, Kluwer, 161-179.

Jorissen, F.J., De Stigter, H.C., and Widmark, J.G.V., 1995. A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats, *Mar. Micropaleontol.,* 26, 3-15.

Kaiho, K., 1994. Benthic foraminiferal dissolved oxygen index and dissolved oxygen levels in the modern ocean, *Geology,* 22, 719-722.

Katz, M.E., and Thunnell, R.C., 1984. Benthic foraminiferal biofacies associated with Middle Miocene to Early Pliocene oxygen-deficient conditions in the eastern Mediterranean, *Journal of Foraminiferal Research,* 14, 187-202.

Kouwenhoven, T.J., Seidenkrantz, M-S., and van der Zwaan, G.J., 1999. Deep-water changes: The near-synchronous disappearance of a group of benthic foraminifera from the late Miocene Mediterranean, *Paleogeography paleoclimatology paleoecology*, 152, 259-281.

Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J., and Wilson, D.S., 1999. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis, *Nature 400*, 652-655.

Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J., and Wilson, D.S., 1999. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis, *Nature 400*, 652-655.

Loubère, P., 1996. The surface ocean productivity and bottom water oxygen signals in deep-water benthic foraminiferal assemblages, *Mar. Micropaleontol.,* 28, 247-261.

Loubère, P., 1997. Benthic foraminiferal assemblage formation, organic carbon flux and oxygen concentrations on the outer continental shelf and slope, *J. Foram. Res.,* 27, 93-100.

Mullineaux, L.S., and Lohmann, G.P. 1981. Late Quaternary stagnations and recirculations of the eastern Mediterranean: changes in the deep water recorded by fossil benthic foraminifera, *J. Foram. Res.,* 11, 20-39.

Murray, J.W., 1991. Ecology and paleoecology of Benthonic Foraminifera, *Longman Scientific and Thechnical, London,* 1-274.

Parker, F.L., 1958. Eastern Mediterranean Foraminifera. Reports of the Swedish deep-sea Expedition 1947-1948, vol. VIII. *Sediment Cores and the Red Sea,* 4, 283pp.

Pérez-Folgado, M., Sierro, F.J., Bárcena, M.A., Flores, J.A., Vázquez, A., Utrilla, R., Hilgen, F.J., Krijgsman, W., and Filipelli, G.M., 2003. Western versus eastern Mediterranean paleoceanographic response to astronomical forcing: a high-resolution microplankton study of precession-controlled sedimentary cycles during the Messinian, *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.* 190, 317-334.

Phleger, F.B., and Soutar, A., 1973. Production of benthic foraminifera in three east Pacific oxygen minima, *Micropaleontology,* 19, 110-115.

Rohling, E.J., and Bigg, G.R., 1998. Paleosalinity and $\delta^{18}O$: a critical assessment, *J. Geophys. Res., C: Oceans*, 103, 1307-1318.

Rohling, E.J., De Stigter, H.C., Vergnaud-Grazzini, C., and Zaalberg, R., 1993. Temporary repopulation by low-oxygen tolerant benthic foraminifera within an upper Pliocene sapropel: Evidence for the role of oxygen depletion in the formation of sapropels, Mar. Micropaleont., 22, 207-219.

Seidenkrantz, M.S., Kouwenhoven, T.J., Jorissen, F.J., Shackleton, N.J., and van der Zwaan, G.J., 2000. Benthic foraminifera as indicators of changing Mediterranean-Atlantic water exchange in the late Miocene, *Mar. Geol.,* 163, 387-407.

Shackleton, N.J., Crowhurst, S., Hagelberg, T., Pisias, N.G., and Schneider, D.A., 1995. A new late Neogene time scale: Application to Leg 138 sites, *Proc. ODP Sci. Res. 138*, 517-533.

Sierro, F.J., Flores, J.A., Bárcena, M.A., Vázquez, A., Utrilla, R., and Zamarreno, I., 2003. Orbitally-controlled oscillations in the planktic communities and cyclical changes in western Mediterranean hydrography during the Messinian, *Palaeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, Soo31-0182(02)00611-9.

Sierro, F.J., Hilgen, F.J., Krijgsman, W., and Flores, J.A., 2001. The Abad composite (SE Spain): A Mediterranean and global reference section for the Messinian, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 168, 141-169.

Sprovieri, R., Di Stefano, E., Caruso, A., Bonomo, S., 1996. high resolution stratigraphy in the Messinian Tripoli Formation in Sicily, *Palaeopelagos* 6, 415-435.

Todd, R., 1957. Smaller foraminifers. In *Geology of Saipan, Mariana Islands* (Pt. 3), *Paleontology.* Geol. Surv. Prof. Pap. U.S., 280-H, 265-320.

Triantaphyllou, M.V., Tsaparas, N., Stamatakis, M., and Dermitzakis, M.D., 1999. Calcareous nannofossil biostratigraphy and petrological analysis of the pre-evaporitic diatomaceous sediments from Gavdos Island, southern Greece. *Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Mon.heft* 3, 161-178.

Van der Zwaan, G.J., 1982. Paleoecology of Late Miocene foraminifera, *Utrecht Micropal. Bull.,* 25, 1-201.

Van der Zwaan, G.J., and Den Hartog Jager, D., 1983. Paleoecology of Late Miocene Sicilian benthic foraminifera, *Proc. Kon. Ned. Acad. Wetensch.*, Ser. B 86, 211-223.

Van der Zwaan, G.J., and Jorissen, F.J., 1991. Biofacial patterns in river-induced shelf anoxia. In: R.V. Tyson & T.H. Pearson (Eds), Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 58, 65-82.

Van der Zwaan, G.J., Duijnstee, I.A.P., Den Dulk, M., Ernst, S.R., Jannink, N.T., and Kouwenhoven, T.J., 1999. benthic foraminifers:proxies or problems? A review of paleoecological concepts, *Earth Science Reviews*, 46 (1-4), 213-235.

Van der Zwaan, G.J., Jorissen, F.J., and de Stigter, H.C., 1990. The depth dependency of planktonic/benthic foraminiferal ratios: Constraits and applications, *Marine Geology*, 95, 1-16.

Van Morkhoven, F.P.C.M., Berggren, W.A., and Edwards, A.S., 1986. Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminfera, *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-production Elf-Aquitaine, Memoir*, 11, 421p.

Venec-Peyre, M.T., 1984. Etude de la distribution des foraminiferes vivant dans la baie de Banyuls-sur-Mer. In *Association Francaise des Techniciens dy Petrole « ECOMED »*, 60-80.

Vergnaud-Grazzini, C., 1983. Reconstruction of Mediterranean Late Cenozoic hydrography by means of carbon isotope analysis, *Utrecht Micropaleontol. Bull. 30*, 25-47.

Verhallen, P.J.J.M., 1991. Late Pliocene to early Pleistocene Mediterranean mud-dwelling foraminifera ; influence of a changing environment on community structure and evolution, *Utrecht Micropaleontol. Bull.,* 40, 219pp.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

LOFTUSIA CF. ANATOLICA HORIZON IN UPPER MAASTRICHTIAN LIMESTONES OF THE EASTERN GREECE PLATFORM (MOUNT PTOON, BOEOTIA, GREECE): PALAEOBIOGEOGRAPHICAL REMARKS

Zambetakis – Lekkas A. and Kemeridou A.
National and Kapodistrian University of Athens, Faculty of Geology, Dep. of Historical Geology and Paleontology, Panepistmioupoli Zografou, 15784 Athens. E-mail: zambetaki@geol.uoa.gr

ABSTRACT

Researches on upper Cretaceous limestones from the Eastern Greece platform in the area between Kokkinon and Akrefnion (Boeotia, Greece) revealed the presence of a horizon rich in *Loftusia* cf. *anatolica* (foraminifer). In this horizon, of late Maastrichtian age, *L.* cf. *anatolica* is associated with debris of Rudists, *Orbitoides media*, *O. apiculata*, *O. gensacicus*, *Siderolites calcitrapoides*, *Omphalocyclus macroporus*, *Hellenocyclina beotica*, Miliolidae, Dasycladaceae and echinoderms. It is found in an undisturbed sequence of limestones, where both the underlying and the overlying horizons are of the same facies and contain debris of Rudists, *Hellenocyclina beotica*, *Orbitoides media*, *Siderolites calcitrapoides*, *Sulcoperculina* sp., Rotaliidae, Mélobesiées, *Nummofallotia* sp., echinoderms. *L.* cf. *anatolica* is confined in the above mentioned horizon and it is found neither in the underlying nor in the overlying beds. This facies reflects an outer shelf environment in front of the rudist reefs.

It is the first time that this species is reported in situ in Greece in an undisturbed stratigraphic sequence of upper Cretaceous limestones up to Paleocene flysch.

KEY WORDS: *Loftusia* cf. *anatolica*, Maastrichtian, paleobiogeography, Eastern Greece platform, Boeotia, Greece.

1 INTRODUCTION

Loftusia is a benthic foraminifer of Maastrichtian, known from outer platform facies of the Tethys Ocean. The genus is abundant in arabo-iranian platforms, rare in eastern Mediterranean and totally absent in western Mediterranean (Fig. 7).

In Greece it has so far been reported from two sites:

- On Kassidiaris mount (MK in Fig.7) as debris in bioclastic upper Cretaceous limestones of the internal zones (Ferrière, 1982),
- On mounts Valtou (Gavrovo zone, MV in Fig.7) in an occasionally bioclastic conglomerate which is limited by faults that prohibit us from observing its relation with the surrounding formations (Fleury *et al.*, 1990).

In the area of Boeotia, on mount Ptoon (Fig. 1), a horizon rich in *Loftusia* cf. *anatolica* has been found (MP in Fig. 7) in an undisturbed sequence of upper Cretaceous limestones up to Paleocene flysch of the Eastern Greece zone. This recovery is considered very important for the paleogeography of the Tethys Ocean during late Cretaceous.

2 STRATIGRAPHIC DESCRIPTION

This section was realized along the road that from Kokkinon (Boeotia) leads to Akraifnion. More specifically it begins at the point where the road "Megali Rachi" is being constructed, 2 km before Akraifnion (Fig. 1).

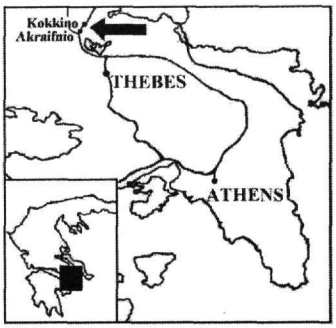


Fig. 1 Location of the study area.

From bottom to top we observed the following formations (Fig.2):

A: 20 m of gray, medium bedded to massive limestones, grainstone-rudstone with debris of Rudists (Fig.3a).

B: 3 m of light gray massive limestones, floatstone with *Orbitoides tissoti* (Fig.3b), *Orbitoides media*, *Lepidorbitoides* sp., *Siderolites calcitrapoides* (Fig.3b), *Sulcoperculina* sp. *Goupillaudina* sp., Rotaliidae, Mélobesiées and echinoderms. At the upper part only abundant shells of Rudists are observed.

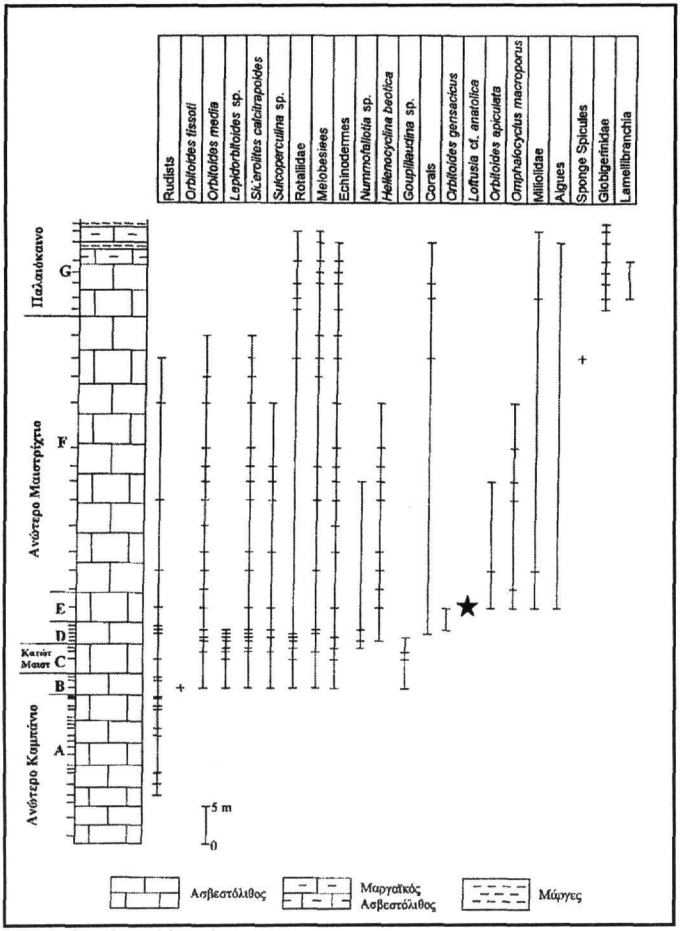


Fig. 2. Stratigraphic columr..

C: 4 m of light gray massive limestones, packstone-grainstone, with debris of Rudists, *Orbitoides media*, *Lepidorbitoides* sp., *Siderolites calcitrapoides* (Fig.3c), *Sulcoperculina* sp., *Nummofallotia* sp., *Goupillaudina* sp., Rotaliidae, Mélobesiées and echinoderms.

D: 3 m of light gray massive limestones, packstone-floatstone to grainstone, with debris and shells of Rudists, *Hellenocyclina beotica*, *Orbitoides media*, *Orbitoides gensacicus* (Fig.3d), *Lepidorbitoides* sp., *Siderolites calcitrapoides*, *Sulcoperculina* sp., *Nummofallotia* sp. (Fig. 3d), *Goupillaudina* sp., Rotaliidae, Mélobesiées, echinoderms and corals.

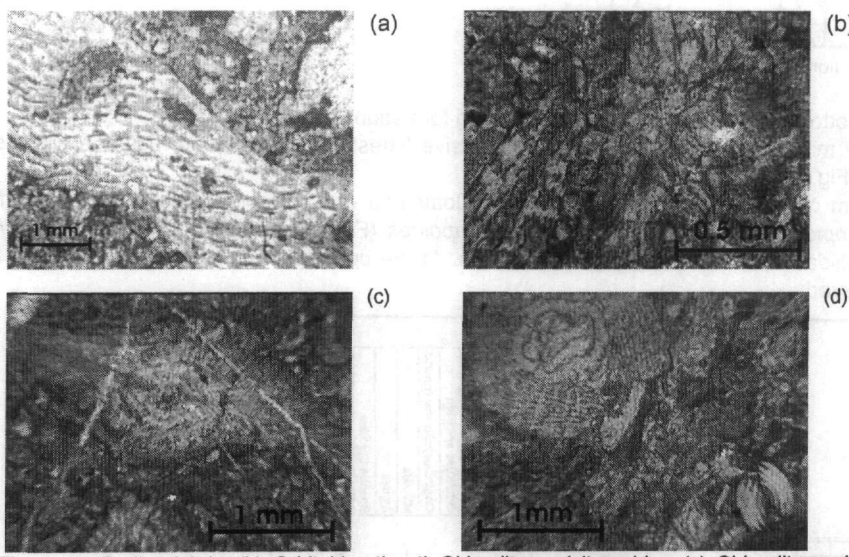


Fig. 3. (a) Rudist debris. (b) *Orbitoides tissoti*, *Siderolites calcitrapoides*. (c) *Siderolites calcitrapoides*. (d) *Orbitoides gensacicus*, *Nummofallotia* sp.

E: 4 m of light gray, thickly bedded limestones, floatstone, with debris of Rudists, *Loftusia* cf. *anatolica* (Fig. 4a, b), *Orbitoides media* (Fig. 4b), *Orbitoides apiculata* (Fig. 4b), *Orbitoides gensacicus*, *Siderolites calcitrapoides*, *Omphalocyclus macroporus* (Fig. 5a), *Hellenocyclina beotica*, *Sulcoperculina* sp., Miliolidae, echinoderms and algues.

F: 37 m of light gray, thickly bedded limestones, packstone-grainstone, with debris of Rudists, *Hellenocyclina beotica* (Fig. 5b), *Orbitoides media*, *Siderolites calcitrapoides*, *Orbitoides apiculata*, *Omphalocyclus macroporus*, *Sulcoperculina* sp., *Nummofallotia* sp., Mélobesiées, Rotaliidae, Miliolidae, echinoderms and corals.

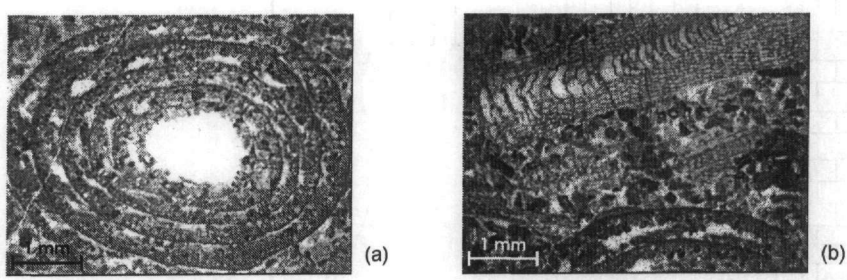
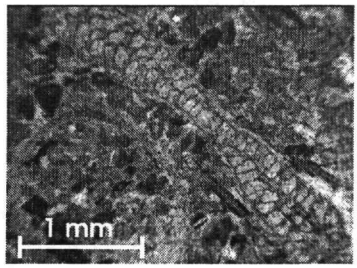
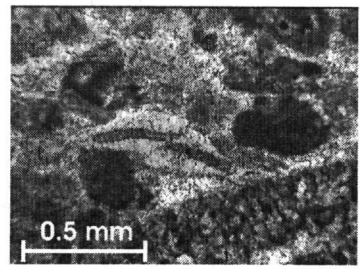


Fig. 4. (a) *Loftusia* cf. *anatolica*. (b) *Loftusia* cf. *anatolica*, *Orbitoides media*, *Orbitoides apiculata*, *Omphalocyclus macroporus*.



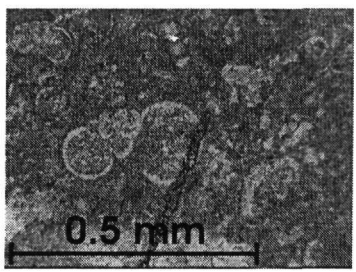
(a)



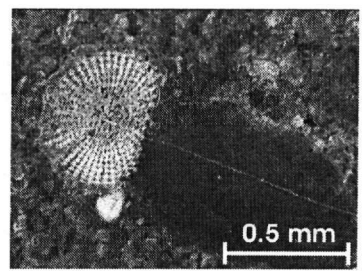
(b)

Fig.5. (a) *Omphalocyclus macroporus*, (b) *Hellenocyclina beotica*.

G: 13 m, of light gray, thickly bedded limestones, packstone-wackestone, with Globigerinidae (Fig. 6a), Rotaliidae, Mélobesiées (Fig. 6b), spicules and large shells of echinoderms (Fig. 6b), Miliolidae, corals, algues and debris of Lamellibranches. In the upper part, thin bedded marly limestones and marls are followed by flysch sedimentation.



(a)



(b)

Fig. 6. (a) Globigerinidae, (b) Mélobésiées, spicule of echinoderm.

We observe that *Loftusia* appears in relative abundance in a thin horizon (approximately 4 m) of late Maastrichtian age (association with *Hellenocyclina beotica*) and it is found neither in the underlying nor in the overlying beds. That could explain the rarity of the references of the genus.

In the study area the facies that contain *Loftusia* reflect an environment in the outer platform. The vicinity to the rudist reefs is indicated by the abundant debris and entire shells of Rudists in the horizon that underlies the one with *Loftusia*. This environment is in agreement with what is reported in the international literature concerning the biotope of the genus *Loftusia*.

3 MICROPALEONTOLOGICAL REMARKS

Order: Foraminiferida EICHWALD 1830
Suborder: Textulariina DELAGE & HEROUARD 1896
Superfamily: Loftusiacea BRADY 1884
Family: Loftusiidae BRADY 1884
Genus: *Loftusia* BRADY (in Carpenter & Brady 1870)
Type species: *Loftusia persica* BRADY (in Carpenter & Brady 1870)

Loftusia BRADY 1870 is a benthic planispiral foraminifera. It has a fusiform, ovoid, globose or nautiloid test. The wall of the spire is perforate, calcareous and alveolar with an arenaceous endoskeleton. It is tightly coiled with regular whorls whose thickness increases gradually from center to periphery. Primary, longitudinal, oblique septa divide the whorls into chambers with labyrinthic, endoskeletal structure. The last is composed of radially set pillars. Transverse secondary or partial septa may be formed from the fusion of pillars. Across the primary septa and arranged in transverse rows there are numerous apertures.

The determination of the species so far described is primarily based on size. Thus small, medium and large size species are distinguished (Brady, 1869 in Carpenter & Brady, 1870; Douvillé, 1904; Cox, 1937; Grubic, 1958; Meric 1965a, b, 1967, 1979; Al Omari & Sadek, 1976, El Asa'ad, 1989, Meric & Avsar, 1992).

Cox (1937) studied the *Loftusia* from Persia providing a historical review on the genus in detail. Furthermore based on measurements of their external dimensions e.g. maximum diameter, L/D ratio, he made up a table of the different species of the genus.

Loftusia anatolica MERIC 1965 was defined as a medium sized species with rounded poles. The measurements of the size and internal structures of *L. anatolica* and the other species of the genus as well as of our specimens are shown in Table 1. The specimens observed in our samples are megalospheric. The test is fusiform with alveolar structure and it has rounded poles.

Tab.1. Measurements on species of *Loftusia* (after Henson, 1948; Meric, 1965, 1979; Inan, 1988; El-Asa'ad, 1989). Measurements on specimens of *L.* cf. *anatolica* determined in Ptoon are included.

Species of *Loftusia*	N° of tours	Length (mm)	Diameter (mm)	Height of 1st tour (mm)	Height of last tour (mm)	Diam. of embr. chamber (mm)	N° of septa of 1st tour	N° of septa of last tour
anatolica	6-7	16.1-22 max-ave-min	4.7-6.1 Max-ave-min	0.2-0.4	0.3-0.4	0.9-1.4	8-11	8-22
arabica	10	58-33.9-16.5	6-3.9-2.1	-	-	-	-	-
baykali	2-3	2.3-4.2	1.6-2.4	0.3	0.2-0.3	0.4-0.8	6-7	9-10
coxi	3	max: 6.1 max-ave-min	Max: 3.3 max-ave-min	-	0.55	0.33-0.4	-	12-13
elongata	18	118-55.5-12	33-12.3-5.6	-	-	-	-	-
ketini								
(forme A)	1.5-2.5	1.8-5.3	1.4-2.5	0.35-0.39	0.31-0.39	0.5-1.0	4-5	9-10
(forme B)	8-10	23.9-41.8	5.2-10.7	0.43-0.78	0.43-0.67	-	4-5	23-25
minor								
(forme A)	6-7	2.75-7.5	2.30-4.32	0.14-0.2	0.16-0.38	-	-	-
(forme B)	2-2.5	1.5-1.7 max-ave-min	1.52-1.8 max-ave-min	~0.3	0.22-0.24	0.2-0.8	-	-
morgani	16	44.5-27-6	8-5.8-3	-	-	-	-	-
L. cf. *anatolica* in Ptoon	5-7	8.56	3.2-4.04	0.2 – 0.36	0.28-0.4	0.84-2		

Thus according to the measurements, our specimens are included in the group of medium-sized species of *Loftusia*. Based on previous data we conclude that the species with which our specimens present the greatest resemblance is *Loftusia anatolica* MERIC 1965. It is a species of medium size and it has been described only from megalospheric forms. The measurements in our specimens present small deviations from the typical *L. anatolica*, mainly in the total length, which was measured in only one specimen, and the diameter. Both were found smaller while the diameter of the embryonic chamber appears bigger. The observed deviations could not lead us to the identification of a new species due to lack of a sufficient number of specimens.

Al-Omari & Sadek (1976) investigated microscopically and statistically specimens of *Loftusia* from the Maastrichtian of Northern Iraq (Aqra Formation). They noticed that during this period the genus exhibited a gradual increase in size (length and diameter). Thus, they recognized an evolutionary line for the development of *Loftusia* considering the forms recorded from Cox (1937) as the early stages of the genus' development. In addition they recorded a tendency for tighter forms during the transition from Mid to Late Maastrichtian.

Meriç *et al.* (2001) studied the palaeogeographical distribution of the species of *Loftusia* on the Gondwanian and Laurasian platforms during the Maastrichtian based on the plate tectonic reconstructions of Sengör & Yilmaz (1981). The authors identified three main *Loftusia* groups according

to previous data on their dimensions: small, medium and large. Meriç *et al.* (2001) also noted that loftusiids show dimorphism with most of the *Loftusia* species having been identified from either megalospheric (A) or microspheric (B) (only few) forms. Both (A) and (B) forms are seen in only a few species.

4 PALEOECOLOGICAL AND PALEOGEOGRAPHICAL REMARKS

The genus *Loftusia* is already known since the 19th century. It is abundant in arabo-iranian platforms, rare in eastern Mediterranean and totally absent in western Mediterranean (fig. 7). It is reported from:

-Iran: Brady, 1869 in Carpenter & Brady, 1870; Douvillé, 1904; Cox, 1937 (ZA); Bozorgnia, 1964 (ZA); Sampo, 1969 (ZA).

-Iraq: Henson, 1948, 1950 (IN); Al Omari & Sadek, 1976 (IN); Schroeder & Darmoian, 1977 (IN); Al Naqib, 1967 (IN).

-Oman: Kuhn, 1929; Philip & Platel, 1987; Babinot & Bourdillon de Grissac, 1989.

-Saudi Arabia: Powers, 1968 (AS).

-Dinarides: Milovanovich, 1935, 1938, Serbia; Grubic, 1958, 1962 Serbia; Drobne & Hottinger, 1971 (SO); Chorowicz, 1977 (PK); Radoicic, 1980.

-Apennines: Molinary & Tilia, 1976; Chiocchini *et al.* , 1976; Chiocchini & Mancinelli, 1977 (ML); Carbone & Sirna, 1981 (ML).

-Taurides and Pontides: Meric, 1965 (TO); Meric & Mojab, 1977; Poisson, 1977 (NL); Meric, 1991.

-Syria: Sadek, 1979 (SY) and

-Hellenides: Ferriere, 1982 (MK); Fleury *et al.*, 1990 (MV) and present paper (MP).

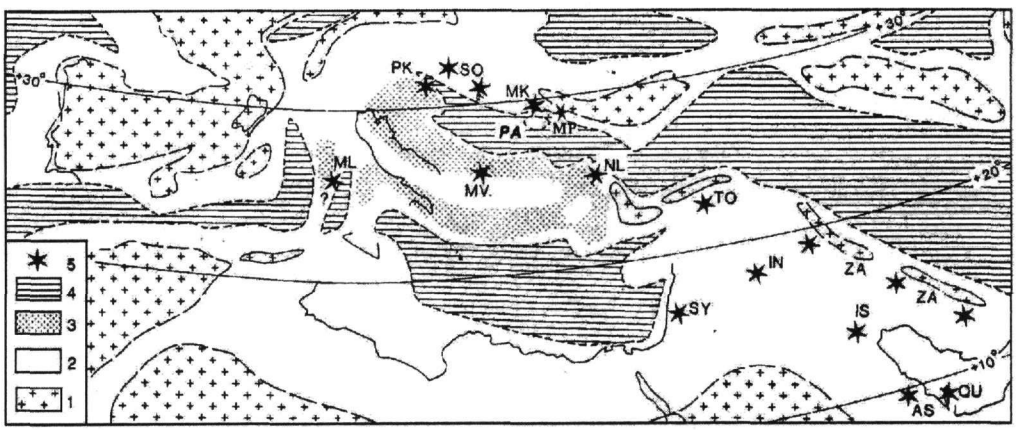


Fig. 7. Palinspastic distribution of the occurrences of the genus *Loftusia*. The pairs of letters correspond to the localities mentioned in the text (PA: Mount Parnassus, Greece) (from Fleury *et al.* 1990, modified).

1: land areas, 2: shelf and slope, 3: Adriatic-Aegean carbonate platforms, 4: deep water basins, 5: *Loftusia* occurrences.

In the majority of the sites, *Loftusia* is either transported (Chorowicz, 1977; Poisson, 1977; Ferriere, 1982) or the beds that enclose it are not in stratigraphic continuity with the underlying and the overlying formations. Thus:

On mounts Valtou (Gavrovo zone) (Fleury *et al.*, 1990) *Loftusia* is found in a conglomerate which comes in contact, by faults, with limestones probably of Cenomanian age, as well as with Paleocene breccias with Madrepores. The *Loftusia* shells are included in a grainstone-rudstone facies along with debris of Rudists, *Orbitoides* sp. (large size, up to 16 mm), *Lepidorbitoides* sp. and other

benthic foraminifers. The depositional environment at the margin of the platform, during Campanian-Maastrichtian is the contribution of this recovery on mounts Valtou.

Meric (1965a) found abundant specimens of *Loftusia* in eastern Turkey, among which he determined *L. anatolica* n.sp., in conglomeratic limestones of Maastrichtian age. The *Loftusia* shells usually constitute elements of the conglomerate therefore can be considered as transported. The Lutetian uncomformably overlies the Maastrichtian beds.

Al Omari & Sadek (1976) studied the evolution of the *Loftusia* species in a Maastrichtian sequence in northern Iraq. Nevertheless they do not provide information concerning its stratigraphic relation with the surrounding formations.

Henson (1950) notes that in the Aqra formation in northern Iraq, the compact reefal rudistic limestones pass into shallow facies of the reefal margin with *Loftusia*, *Omphalocyclus*, *Orbitoides*.

In Boeotia, the *Loftusia* are found in a calcareous Upper Maastrichtian horizon in a stratigraphic sequence of upper Campanian up to Paleocene age. The Loftusia horizon overlies a horizon with abundant Rudist shells and is associated with *Orbitoides media*, *Orbitoides apiculata*, *Siderolites calcitrapoides*, *Omphalocyclus macroporus*, *Hellenocyclina beotica*, *Sulcoperculina* sp., Miliolidae and echinoderms. The same fossils, but without the *Loftusia*, are also found in the overlying horizon, along with abundant large shells of echinodermes. This facies reflects an outer shelf environment in front of the rudist reefs of the Maastrichtian.

5 CONCLUSIONS

Loftusia cf. *anatolica* horizon of late Maastrichtian age is for the first time found in Greece in a continuous undisturbed sequence of upper Cretaceous limestones up to Paleocene flysch in Eastern Greece platform in Boeotia. Associated with debris of Rudists, *Orbitoides media*, *O. apiculata*, *O. gensacicus*, *Siderolites calcitrapoides*, *Omphalocyclus macroporus*, *Hellenocyclina beotica*, Miliolidae, Dasycladaceae and echinoderms it reflects an outer shelf environment in front of rudist reef.

REFERENCES

Al Naqib, K.M. 1967. Geology of the Arabian Peninsula, southwestern Iraq. *Geol. Surv. Prof. Paper* 560 G., U.S. Gov. Print. Off.., Washington.

Al Omari, F. and Sadek, A. 1976. *Loftusia* from northern Iraq. *Rev. Esp. Micropal.*, Madrid, 8, 1, pp. 57-67.

Babinot, J.F. and Bourdillon-de-Grissac, C. 1989. Associations d' Ostracodes de l' Albien-Maastrichtien du Dhofar (Oman). Affinités paléobiogéographiques et implications géodynamiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris (8), V, 2, pp. 287-294.

Bozorgnia, F. and Benafti, S. 1964. Microfacies and microorganisms of Paleozoic through Tertiary sediments of some parts of Iran. 16 pp., 108 pls (National Iranian Oil Company, Tehran).

Carbone, F. and Sirna, G. 1981. Upper Cretaceous reef models from Rocca di Cave and adjacent areas in Latium, central Italy. In: TOOMEY D.F. Ed., European fossil reef models. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. spec. publ.*, Tulsa, 30, pp. 427-445.

Carpenter W.B. and Brady, H.B. 1870. Description of Parkeria and Loftusia, two gigantic types of arenaceous foraminifera. *Roy. Soc. London, Phil. Trans., London, England*, vol. 159, p. 739-751.

Chiocchini, M. and Mancinelli, A. 1977. Microbiostratigrafia del Mesozoico in facies di piatta forma carbonatica dei Monti Aurunci (Lazio meridionale). *Studi geol. Camerti*, Camerino, III, (1977), pp. 109-152.

Chiocchini, M., Molinari, V. and Tilia, A. 1976. Aperçu sur la biostratigraphique des sédiments carbonatés de plateforme du Latium centre-méridional (Italie). Première partie: Crétacé. *VII Colloque Africain de Micropaléontologie*, Ile-Ife, Nigeria, pp. 16-28.

Chorowicz, J. 1977. Etude géologique des Dinarides le long de la structure transversale Split-Karlovac (Yougoslavie). *Soc. Géol. Nord Publ.*, Lille, 1,331 p., Thèse Sci., Paris, 1977.

Cox, P. 1937. The genus *Loftusia* in southwestern Iran. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 30, 431-450.

Douvillé, H. 1904. Les explorations de M de Morgan, en Perse. *Bulletin de la Société Géologique de france* 4, 539-553.

Drobne, K. and Hottinger, L. 1971. Broeckinella und Saudia aus dem Nordwestlichen Teil Jugoslawiens. *Razprave Slov. akad. znam. umet.*, Ljubljana, class. 4, XIV, 7, pp. 215-238.

El-Asa'ad, G.M. 1989. *Loftusia arabica* sp. nov. (Foraminiferida) from the Maastrichtian of central Saudi Arabia. *J. Micropaleontol.*, 8(1), p. 49-54.

Ferrière, J. 1982. Paléogéographies et tectoniques superposées dans les Hellenides internes : les massifs de l ' Othrys et du Pélion (Grèce continentale). *Soc. géol. Nord Publ.*, Lille, 8, 970 p., Thèse Sci., Lille, 1982.

Fleury, J.J., Mavrikas, G. and Baudin, F. 1990. Paléobiogéographie du genre *Loftusia*, foraminifère du Crétacé terminal de la Téthys. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), t. VI, n° 3, pp. 487-495.

Grubic, A. 1958. O rodu *Loftusia* Brady (le genre *Loftusia* Brady). *Bulletin du Service de Géologie et Géophysique, Republique de Serbie* 16, 45-55.

Grubic, A. 1962. Loftusia morgani Douvillé 1904 aus dem Cerevic-Bach (Fruska Gora, Yugoslavien). *University of Beograd, Transactions of the Mining and Geological Faculties*, pp. 41-50.

Henson, F.R.S. 1948. Larger imperforate foraminifera of south-western Asia. Families Lituolidae, Orbitolinidae and Mendrosipinidae, British Museum (Natural History), London.

Henson, F.R.S. 1950. Cretaceous and Tertiary reef formations and associated sediments in Middle East. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, Tulsa, 34, 2, pp. 215-238.

Inan, N. 1988. Sur la présence de *Smoutina cruysi* DROOGER dans le Maastrichtien supérieur de Sivas (Est de la Turquie). Rev. de Paléob., vol. 7, n◦ 2, pp. 467-475, Genève.

Kuhn, O. 1969. Beitrage zur Paläontologie und Stratigraphie von Oman (Ost-Arabien). *Annale Naturhistorische Museum Wien* 43, 13-33.

Meriç, E. 1965a. Sur deux espèces de *Loftusia* et un nouveau genre, *Asterosomalina*. *Rev. Micropal.*, vol. 8, n° 1, pp. 45-52.

Meriç, E. 1965b. Etude géologique et paléontologique de la région entre Kahta et Memrut dag. *Rev. Fac. Sci. Univ. Ist.*, série B, t. 30, n° 1-2, pp. 55-107, pl. 1-20.

Meriç, E. 1967. Sur quelques Loftusiidae et Orbitoididae de la Turquie. *Rev. Fac. Sci. Univ. Ist.*, série B, t. 32, n° 1-2, pp. 1-58, pl. 1-36.

Meriç, E. 1979. *Loftusia ketini* (Foraminifère) nouvelle espèce du Maestrichtian. *Revista Española de Micropaleontología* 11, pp. 509–516.

Meriç, E. 1991. On the presence of *Loftusia anatolica* Meriç in the Maastrichtian sequence of Rava S. Maria (Monts Lepini, Latium Centrale-Meridionale, Italy). *Bulletin of the Technical University, Istabul* 44, 97-102.

Meriç, E., and Avşar, N. 1992. *Loftusia turcica* Meriç and Avşar n. sp. from the Maastrichtian of eastern Turkey (southeast Elazıg). *Micropaleontology* 38, pp. 303–309.

Meriç, E., Ersoy S., and Görmüs M. 2001. Palaeogeographical distribution of the species of *Loftusia* (Foraminiferida) in the Tethyan Ocean during the Maastrichtian (Late Cretaceous). *Cretaceous Research*, 22, 353-364.

Meriç, E. and Mojab, F. 1977. World-wide geographical distribution of the species of the foraminiferal genus *Loftusia*. *Istabul Universitesi, Fen Fakiiltesi Dergisi, Seri B* 42, 143-155.

Milovanovich, B. 1935. *Loftusia morgani* Douvillé du Maastrichtian de la Serbie Orientale. *Annals Géologiques de la Peninsule Balkanique, Beograd* 12, 246-252.

Milovanovich, B. 1938. Sloveji sa Loftusia i problem postjanja marinskog eocena v Zapadnoj Srbije. *Vesnik Geologii Instituta, Beograd* 6, 121-134.

Molinari, P.V. and Tilia, Z.A. 1976. Niveau à *Rhapydionina liburnica* (Stache) dans la succession Sénonienne des Montes Lepini (Latium Centre-Méridional). *VII Colloque African de Micropaléontologie, Ile-Ife, Nigeria, 16-28 Mars, 1976.*

Philip, J. and Platel, J.P. 1987. Sur la présence du genre Torreites (rudiste de la Province Caraïbe) dans le Campanien du Dhofar (sud de l' Oman) : conséquences sur l' évolution paléobiogéographique du Pacifique et de l' océan Indien au Crétacé. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 304, II, 12, pp. 679-684.

Poisson, A. 1977. Recherches géologiques dans les Taurides occidentales (Turquie), 795 p. Thèse Paris-Sud (Orsay).

Powers, R.W. 1968. Lexique stratigraphique international, vol. III (Asie), fasc. 10b 1 : Arabie Saudite. CNRS, Paris.

Radoicic, R. 1980. Micropaleontological aspect of Stira Limestone (Gucevo Region). GLAS CCCXVIII, *Acad. serbe Sciences et Arts.* Class Sc. Nat. et math., Zagreb, 46, pp. 95-109.

Sadek, A 1979. The Campanian-Maestrichtian sediments in East Mediterranean and parts of North Africa. *VI Coll. geol. Aegean Region, Athènes,* (1977), II, pp. 827-834.

Sampo, M. 1969. Microfacies and microfosssils of the Zagros area, southwestern Iran (from pre-Permian to Miocene), 207 pp. (International Sedimentary Petrographical Series, Leiden 12).

Schroeder, R. and Darmoian, S.A. 1977. Gyroconulina columellifera n.gen. n.sp., a complex ataxophragmiid Foraminifer from the Aqra Limestone (Maastrichtian) of northern Iraq. *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, Bologne, 16, 1, pp. 117-123.

Sengör, A. and Yilmaz, Y. 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, vol. 75, p. 181-241.

Στρωματογραφία

Stratigraphy

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

ΑΝΩΚΡΗΤΙΔΙΚΗ ΕΠΙΚΛΥΣΗ ΣΤΟΥΣ ΟΦΕΙΟΛΙΘΟΥΣ ΒΟΡΕΙΑΣ ΠΙΝΔΟΥ. ΘΕΩΡΗΤΙΚΑ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Αργυριάδης Ι.
Cabinet Argyriadis, 975 ch. Pré de Caune, 83740 La Cadière d'Azur, France ion@argyriadis.net

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

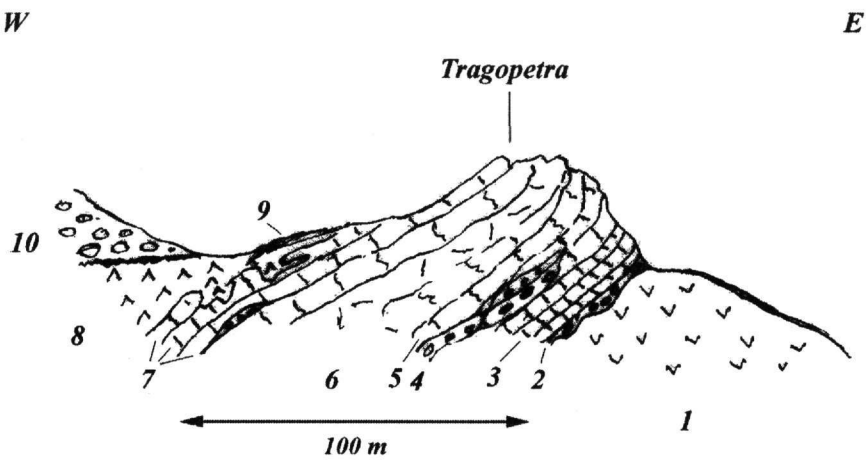
Στην εργασία περιγράφεται κατ'αρχήν η ανακάλυψη μίας επίκλυσης ασβεστολίθων του ανώτατου Κρητιδικού επάνω στους επωθημένους οφειολίθους της βόρειας Πίνδου, ανατολικά απο την Κατάρα. Μέχρι σήμερα, οι εμφανίσεις αυτές εθεωρούντο σαν τεκτονικές ενθέσεις ή λέπια μέσα σε δευτερεύουσες τεκτονικές επαφές. Προσεκτική μελέτη τους μας έδειξε ότι πρόκειται γιά αυθεντικά υπολείμματα επικλύσεως που η ηλικία της προσδιορίζεται από τα μικροαπολιθώματα σαν ανώτερο Καμπάνιο έως κατώτερο Μαιστρίχτιο. Η ασβεστολιθική αυτή σειρά τελειώνει προς τα άνω με μία αποκαρστωμένη επιφάνεια, επάνω από την οποία έρχονται εκχύσεις δολεριτικής λάβας σε μεγάλο πάχος. Οι λάβες αυτές σαφώς διεισδύουν στις καρστικές κοιλότητες. Στην ίδια τομή (Τραγόπετρα ανατολικά της Κατάρας) παρατηρούμε, επάνω στούς δολερίτες, επίκλυση του βασικού κροκαλοπαγούς (Ωβέρσιο) της μεσοελληνικής αύλακος. Επίκλυση αυτής της ηλικίας επάνω στους οφειολίθους ήταν έως τώρα άγνωστη στη Ελλάδα, ενώ την ξέρουμε στην νότια Μικρά Ασία και στην Εγγύς Ανατολή. Ενα σοβαρό συμπέρασμα της ανακάλυψης αυτής είναι ότι πριν από την επώθηση των οφειολίθων της βόρειας Πίνδου δεν υπήρχε καμμία ωκεάνεια αύλαξ αλλά χέρσος με καρστικές διαγενέσεις. Η επώθηση παρέλαβε όχι κανένα ωκεάνειο βυθό αλλά πρόσφατα αναδυμένη στεριά, και έγινε σε τυπικά επιγλυπτικές συνθήκες πριν από την απόθεση των ιζημάτων της μεσοελληνικής αύλακας. Η πραγματικότητα στην φύση είναι – συχνά – διαφορετική από τα μοντέλλα που μπορεί να φανταζόμαστε.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στη βορειοδυτική Ελλάδα, οι οφειόλιθοι είναι, ως γνωστόν, επωθημένοι επάνω στη ζώνη της Πίνδου. Η επώθηση αυτή περιγράφηκε απο τον Brunn, 1956 (βλ. και Kober 1931, 1952, Philippson 1890, Reinhardt 1911, Renz 1940...). Μέσα στο οφειολιθικό κάλυμμα, παρατηρούνται πολλές ενθέσεις ή παρεμβολές ασβεστολίθων, άλλες ανωκρητιδικής, άλλες τριαδικής, άλλες ιουρασικής και ωρισμένες ηωκαινικής ηλικίας. Μία σειρά από τέτιες εμφανίσεις σχηματίζουν σχεδόν συνεχή σειρά ανατολικά της Κατάρας : από νότου προς βορράν έχουμε την Τραγόπετρα, Πέτρα Πόρτας, μία σειρά από μικρές ανώνυμες εμφανίσεις και τέλος την Μεγάλη Πέτρα. Ιδιον αυτής της σειράς είναι ότι όλες είναι ανωκρητιδικής ηλικίας. Ο Brunn τις είχε προσέξει και χαρτογραφήσει, και στην κύρια εργασία του (1956) ταλντεύεται ανάμεσα στο να τούς αποδώσει τεκτονική προέλευση ή να τις χαρακτηρίσει επικλύσεις, για να κλίνει τέλος προς την πρώτη ερμηνεία. Εκτοτε, το άνοιγμα καινούργιων δρόμων και η προσεκτική παρατήρηση μας επέτρεψε, σε συνεργασία με τον καθηγητή Brunn, να αποδείξουμε ότι αποτελούν τα υπολείματα επίκλυσης επάνω στους οφειολίθους, της οποίας η παρουσία έχει ιδιαίτερα σημαντικές θεωρητικές επιπτώσεις.

2 ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΩΝ ΕΜΦΑΝΙΣΕΩΝ

Από τις εμφανίσεις αυτές η πιο εύκολα προσιτή είναι η της Τραγόπετρας, στο κράσπεδο της εθνικής οδού από τα Τρίκκαλα στα Ιωάννινα, σε μικρή απόσταση ανατολικά του διάσελου της Κατάρας. Επομένως, θα επικεντρώσουμε την μελέτη επάνω της χωρίς να παραλείψουμε να περιγράψουμε και τις επόμενες. Οι προσδιορισμοί των μικροαπολιθωμάτων είναι του G. Tronchetti (Μασσαλία).



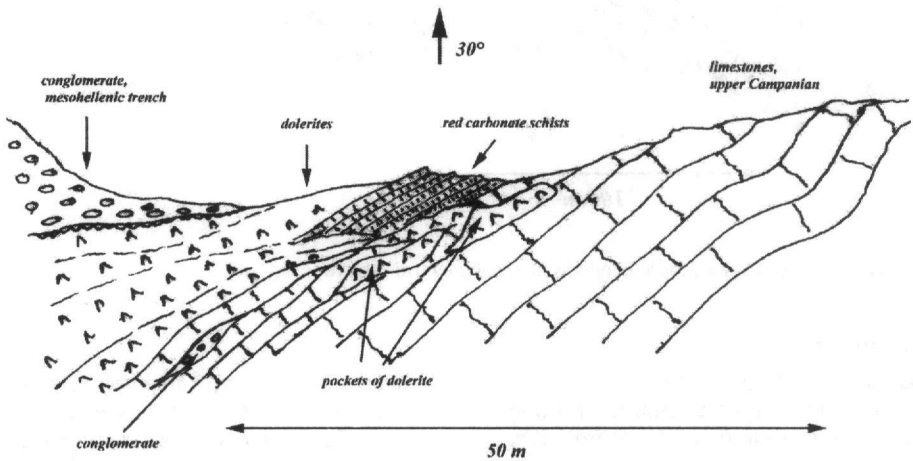
Σχήμα 1. Τραγόπετρα, γεωλογική τομή. Εξήγηση των αριθμών στο κείμενο

2.1 Τραγόπετρα

Βρίσκεται όπως είπαμε επάνω στην εθνική οδό Τρικκάλων – Ιωαννίνων, 2 περίπου χιλιόμετρα ανατολικά και κατάντι του διάσελου της Κατάρας. Εδώ το οφειολιθικό κάλυμμα (1) είναι έντονα τεκτονισμένο, σερπεντινιωμένο, και αντιπροσωπεύεται από περιδοτίτες και γαύρους που εξελίσσονται προς τα άνω στο γνωστό επικάλυμμα από λάβες δολεριτικού τύπου. Στην τοποθεσία Τραγόπετρα παρατηρούμε λοιπόν, επάνω στις οφειολιθικές λάβες και από κάτω προς τα επάνω, την εξής ακολουθία :

- Κροκαλοπαγές επικλυσιγενές (2) με κροκάλες στρογγυλές όπου επικρατεί το οφειολιθικό υλικό (περιδοτίτες και γαύροι) αλλά που τοπικά είναι από ραδιολαριτικό υλικό. Το κροκαλοπαγές γεμίζει τα κοιλώματα της υποκείμενης επιφάνειας και το πάχος του κειμένεται από 0,1 έως 1 μέτρο.
- 0,10 μ περίπου από σχιστώδεις ασβεστολίθους ερυθρού χρώματος.
- 7 έως 8 μέτρα από στρωματώδεις ασβεστολίθους λευκού χρώματος (3) που στη βάση τους περιέχουν σποραδικά κροκάλες από οφειολιθικό υλικό όμοιες με αυτές του υποκειμένου κροκαλοπαγούς. Ο ορίζων αυτός περιέχει, όπως και ο αμέσως προηγούμενος, *Globotruncana linneiana, Gl. bulloïdes, Gl. arca, Contusotruncana fornicata,* όπως και *Rugoglobigerina sp., Heterohelix striata, Pseudotextularia sp., Plassoglobulina sp., Calcisphaerulidae.* Η μικροπανίδα αυτή είναι του ανωτέρου Καμπανίου.
- 1 – 2 μέτρα ενός δευτέρου ορίζοντος κροκαλοπαγούς (4). Αυτή τη φορά το κροκαλοπαγές είναι καθαρά πολυγενές, με κροκάλες οφειολίθων αλλά και κρυσταλλικών πετρωμάτων, χαλαζία, όπως και επίσης ασβεστολίθων του υποκειμένου ορίζοντος που περιέχουν με τη σειρά τους μικροκροκάλες οφειολίθων.
- 2 – 3 μέτρα ροζ ασβεστόλιθος (5), σχιστώδης, με μικρές φακοειδείς ενστρώσεις κροκαλοπαγούς. Περιέχει την ίδια μικροπανίδα με τον προηγούμενο.
- 30 περίπου μέτρα παχυστρωματώδους λευκού ασβεστολίθου (6). Δεν περιέχει παρά μόνον μερικά σπάνια μικρά σφαιρικά τρηματοφόρα, χωρίς χαρακτηριστική μικροπανίδα.
- Μερικά μέτρα από ροζ λεπτοστρωματώδεις ασβεστολίθους (7) με, τοπικά, φακοειδείς ενστρώσεις κροκαλοπαγούς όμοιου με τα προηγούμενα. Περιέχουν μικροπανίδα με τις προαναφερθείσες *Globotruncana,* επι πλέον *Globotruncanella havanensis* που υποδηλώνει ηλικία λίγο πιο πρόσφατη, Κατώτερο Μαιστρίχτιο.
- Η κορυφή αυτών των ασβεστολίθων είναι έντονα καρστοποιημένη, με σαφή έγκοιλα του παλαιοκάρστ.

- Επάνω στους ασβεστολίθους έχουν αποτεθεί εκχύσεις δολεριτικής λάβας (8), τελείως διαφορετικής απο αυτήν του οφειολιθικού συμπλέγματος, έντονα αλλοιωμένης. Πάχος περίπου 50 μέτρα. Η λάβα, τοπικά, διεισδύει και εκχύνεται σαφώς μέσα στα έγκοιλα του υποκείμενου καρστ.
- Επάνω στούς δολερίτες επικάθηνται, κατά τόπους γεμίζοντας τα έγκοιλα, 1 έως 2 μέτρα από κόκκινους ασβεστικούς σχιστολίθους (9).
- Πιο ψηλά, στην συνέχεια της ίδιας τομής και χωρίς διακοπή, συναντάται ένα πολυγενές κροκαλοπαγές (10) διαφορετικό απο τα προηγούμενα, με επικρατούσες τις μεγάλου μεγέθους κροκάλες (έως 20 εκ.) κρυσταλλικού υλικού : είναι η βάση της μεσοελληνικής αύλακας, Ωβερσίου ηλικίας.



Σχήμα 2. Λεπτομέρεια της κορυφής των ασβεστολίθων στην Τραγόπετρα

2.2 Πέτρα Πόρτας

Ενα χιλιόμετρο περίπου προς βορράν της Τραγόπετρας αρχίζει μία σειρά από εμφανίσεις που ευθυγραμμίζονται από νότον προς βορρά στην περιοχή "Τζίνα". Η πρώτη από τα νότια είναι η λεγόμενη "Μεγάλη Πέτρα" όπου, επικλυσιγενώς επάνω στον περιδοτίτη βρίσκουμε περίπου 20 μέτρα ασβεστόλιθο με *Globotruncana* ως άνω, που περνάει σε κόκκινους σχιστώδεις ασβεστολίθους και έπειτα (οι συνθήκες παρατηρήσεως είναι αρκετά δύσκολες, σε λιβάδια) σε αλλοιωμένες δολεριτικές λάβες. Χαρακτηριστικό της Πέτρας Πόρτας είναι ότι εγκλείει ενεργό καρστ αξιόλογων διαστάσεων; που τροφοδοτεί μία μικρή πηγή.

Σε συνέχεια προς βορράν αυτής της εμφανίσεως έχουμε δύο ή και τρεις άλλες παρόμοιες – λόγω των συνθηκών δεν είναι δυνατόν να ειπωθεί με σιγουριά αν συνδέονται μεταξύ τους σε μία συνεχόμενη ακολουθία ή αν είναι διάσπαρτες – με ορατό πάχος των ασβεστολίθων μειούμενο συνεχώς μέχρι το μικρό διάσελο της Τζίνας όπου περνάει ο παλιός δρόμος από Μηλιά πρός Νέα Κουτσούφλιανη (Παναγία). Από αυτές τις εμφανίσεις, αυτή που βρίσκεται ακριβώς 200 μ ανατολικά από το εν λόγω διάσελο, παρουσιάζει, επάνω από τούς ασβεστολίθους, στη θέση των δολεριτών, μία σειρά από κόκκινους, πράσινους και άσπρους ραδιολαρίτες πάχους ορατού 5 μέτρων. Η σειρά όμως διακόπτεται προς τα επάνω από τεκτονικές επαφές με υπερκείμενη οφειολιθική ενότητα.

2.3 Μεγάλη Πέτρα

Είναι η τελευταία προς βορράν αλλά και σαφώς μεγαλύτερη εμφάνιση των επικλυσιγενών ασβεστολίθων. Το πάχος της σειράς, εδώ, ξεπερνάει τα 50 μέτρα και το σύνολο, έντονα πτυχωμένο με άξονες Β – Ν, Α – Δ αλλά και ωρισμένους με έντονη κατακόρυφη συνιστώσα, σχηματίζει μία βραχώδη μάζα πολλών εκατοντάδων μέτρων μήκους. Πιο λεπτομερειακά, η σειρά, από τα κάτω προς τα επάνω παρουσιάζεται ώς εξής :

- Περιδοτίτης έντονα σερπεντινιωμένος, διασχίζεται από τον παλιό δρόμο Μηλιά – Νέα Κουτσούφλιανη.

- Αδρομερής ψαμμίτης αρκοζικού τύπου, ποικίλλου πάχους (γεμίζει έγκοιλα της προηγούμενης επιφάνειας).
- 5 μ φαιοί, λεπτοστρωματώδεις ασβεστόλιθοι, με έντονη θερμική επίδραση και διεισδύσεις – αλλοιωμένης – λάβας. Περιέχουν άφθονα όστρακα από ελασματοβράγχια, μη προσδιορίσιμα.
- 5 – 6 μ ερυθροί σχιστώδεις ασβεστόλιθοι.
- 20 μ και άνω λεπτοστρωματώδεις ασβεστόλιθοι άσπροι ή ροδόχροοι με *Gobotruncana* όπως της Τραγόπετρας και συχνές ενστρώσεις κροκαλοπαγών με κροκάλες από περιδοτίτη, λάβες, ραδιολαρίτες, και συγκόλληση από ασβεστιτικό υλικό. Οι επάνω ορίζοντες μας έδωσαν, εκτός από την πανίδα που ήδη αναφέραμε, και *Globotruncanita cf. calcarata* του Ανώτερου Καμπανίου.
- Προς τα επάνω, η σειρά εξελίσσεται με ενστρώσεις ψαμμιτών, κλαστικών ασβεστολίθων, και, αμέσως μετά, αυθεντικών ερυθρών ραδιολαριτών σε εναλλαγές με πλακώδεις ασβεστολίθους με *Globoruncana*.
- Το υπόλοιπο της σειράς προς τα άνω είναι ασαφές, λόγω δύσκολων συνθηκών παρατηρήσεως.

3 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Οι ως άνω παρατηρήσεις μας επιτρέπουν να κάνουμε ωρισμένες διαπιστώσεις και να βγάλουμε συμπεράσματα. Κατ' αρχήν, πρέπει να πούμε ότι τέτοια ανωκρητιδική επίκλυση επάνω στους οφειολίθους ήταν μέχρι σήμερα άγνωστη στον ελληνικό χώρο. Αντίθετα, είναι γνωστή με μικρές χρονικές διαφορές (Μαιστρίχτιο) στην νότιο Μικρά Ασία, Κύπρο, βόρεια Συρία και γενικά την Εγγύς Ανατολή (βλ. Argyriadis 1974, Argyriadis *et al.* 1980, Ricou 1971, Parrot 1977...).

Συνάμα, στην ίδια οφειολιθική μάζα αλλά ανατολικώτερα (Θεσσαλία και δυτική Μακεδονία) είναι γνωστές τουλάχιστον δύο παλαιώτερες επικλύσεις : Του Τιθωνίου στην Θεόπετρα ανατολικά από την Καλαμπάκα και του Μέσου Κρητιδικού στις δυτικές παρυφές του Βούρινου (βλ. Mavridis et al. 1977). Εχουμε, λοιπόν, την εικόνα μιάς περοχής με οφειολιθικό υπόβαθρο που έχει αποχερσωθεί ήδη από το Ανώτερο Ιουρασικό, υφίσταται κατακόρυφες μετατοπίσεις με επικλύσεις στις αρνητικές φάσεις και έντονες πεδογενέσεις στις θετικές (παροξυσμός αυτών των τελευταίων στο Κατώτερο Κρητιδικό με τη δημιουργία των σιδηρονικελιούχων αποθέσεων πριν από την μεσοκρητιδική επίκλυση). Η παλαιογεωγραφική αυτή εικόνα, σε συνδυασμό με τις διαπιστώσεις της παρούσας μελέτης, μας επιτρέπει να διαμορφώσουμε και τα παρακάτω συμπεράσματα :

1. Σε ότι αφορά την επώθηση των οφειολίθων της βόρειας Πίνδου, αυτή έγινε αναγκαστικά μετά την καρστικοποίηση των ασβεστολίθων του Κατώτερου Μαιστριχτίου και την έκχυση των δολεριτών, αλλά πριν από την απόθεση των πρώτων ιζημάτων της μεσοελληνικής αύλακας (Ωβέρσιο). Εχουμε δηλαδή την οφειολιθική μάζα που βρίσκεται ήδη από πολλού σε ηπειρωτικές συνθήκες και μπαίνει σε κίνηση επώθησης μεγάλου βεληνεκούς, η οποία όμως έχει τελειώσει πριν από το Ωβέρσιο. Επομένως, είναι αδύνατο να φανταστούμε ότι σε αυτό το σύντομο απο γεωλογική άποψη χρονικό διάστημα είχαμε διαμόρφωση ωκεάνειας τάφρου και επακολούθηση οιασδήποτε "subduction" ή "obduction".
2. Αντίθετα, όλες οι παρατηρήσεις συγκλίνουν στην διατήρηση, καθ'όλη την διαδικασία, ενός ηπειρωτικού τύπου περιβάλλοντος : καρστ, εκχύσεις λάβας που διεισδύουν στα έγκοιλα του καρστ, έντονες κλαστικές αφίξεις τόσο στο Μαιστρίχτιο όσο και στο Ωβέρσιο κλπ.
3. Ολα τείνουν προς την παραδοχή μιάς – σημαντικώτατης σε διαστάσεις – επώθησης επιγλυπτικού τύπου. Παρόμοια φαινόμενα παρατηρούνται π.χ. στην Προβηγκία (Argyriadis, 2000) αλλά εδώ για πρώτη φορά συνδέεται τέτοιου είδους τεκτονική με οφειολιθικό υλικό : αυτό το τελευταίο συγκεράζεται τελευταία, στα πλαίσια ενός είδους "ταμπού" με φαινόμενα ωκεάνειων βυθών.

Με βάση τα παραπάνω, ας τονίσουμε ακόμα μία φορά ότι στην επιστήμη προέχει απόλυτα η παρατήρηση των αντικειμενικών δεδομένων : όταν και άν αυτά τα τελευταία αποκλίνουν από την θεωρία, αυτή που πρέπει να αλλάξει είναι η θεωρία. Σε ότι αφορά το αντικείμενο αυτής της εργασίας, το γενικό συμπέρασμα που θα πρέπει να βγάλουμε είναι ότι τα φαινόμενα της κίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών και τα της ορογενέσεως δεν συνδέονται αναγκαστικά με άμεση και γραμμική σχέση. Η ορογένεση έχει τούς δικούς της μηχανισμούς που μας περιέρχεται να αναλύσουμε, ξεκινώντας από το αναλλοίωτο αντικείμενο της γεωλογίας : τους φυσικούς σχηματισμούς στη φυσική τους, αντικειμενική θέση, δηλαδή το ύπαιθρο.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Argyriadis I. (1974) – Sur l'orogenèse mésogéenne des temps crétacés. Revue de Géogr. Phys. et Géol. Dyn., vol. XVI, fasc. 1, p. 23 – 60.

Argyriadis I. La tectonique de la Basse Provence : proposition d'une interprétation nouvelle. C.R. Acad. Sc. Paris, 2000, IIa, vol. 331 n°12, p. 797 – 802.

Argyriadis I., Graciansky P.C. (de), Marcoux J., Ricou L.E., 1980. The opening of the Mesozoïc Tethys between Eurasia and Arabia-Africa. 26e CGI, Coll. 5, Eds BRGM, p. 199-214.

Brunn J.H. 1952. Les éruptions ophiolitiques dans le NW de la Grèce et leurs rapports avec l'oro genèse. 19 ème congrès géol. Int.17, 19-27.

Brunn J.H. 1956. Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et de la Macédoine occidentale. Ann. Géol. Pays Hellen. vol. 7, 410p.

Dercourt J., 1970. L'expansion océanique actuelle et fossile : ses implications géotectoniques. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), 12, p. 261-317.

Jones G., Robertson A., Cann J. 1990. Genesis and emplacement of the supra-subduction zone Pindos ophiolite, northwestern Greece. In : Tj. Peters et al., eds., Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere. Ministry of Petroleum and Minerals, Oman, p. 771-799.

Kober L., 1931. Das alpine Europa. Borntraeger, Berlin.

Kober L., 1952. Leitlinien der Tektonik Jugoslaviens. Serbische Akad. D. Wiss. Sonderausgabe, 189, Geol. Institut, n. 3.

Koumantakis J., Matarangas D., 1980. Geological map of Greece, Panayia sheet.

Laubscher H.P., Bernoulli D., 1977. Mediterranean and Tethys. In : Nairn et al. Eds., The Ocean basins and margins. IV, Mediterranean Plenum Publ., New York.Jackson E., Green H., Moores E., 1980. The Vourinos ophiolite, Greece : cyclic units of lineated cumulates overlying harzburgite tectonite. Geol. Soc. Amer. Bull., 86, p. 390-398.

Mavridis A., Skoyrtsis-Koroneou V., Tsaïla-Monopoli St., 1977. Contribution to the geology of the sub-Pelagonian zone (Vourinos area, West-Macedonia). VI coll. Aegean Region, Athens 1977, v. I, p. 175-195.

Parrot J.F., 1977. Ophiolites du Nord-Ouest syrien et évolution de la croûte océanique téthysienne au cours du mésozoïque. Tectonophysics, 41 (1977), p. 251-268.

Philippson A., 1890. Bericht über eine Reise durch Nord- und Mittel-Griechenland. Zeitschr. D. Ges. F. Erdk. 25, p. 331-416.

Reinhardt M., 1911. Sur l'existence de la nappe des roches ophiolitiques en Macédoine. C.R. de Séances de l'Institut géologique de Roumanie, Bucarest, p. 19.

Renz C., 1940. Die Tektonik der griechischen Gebirge. Mém. Acad. Ath. 8, p. 1-171.

Ricou L.E., 1971. Le croissant ophiolitique péri-arabe, une ceinture de nappes mises en place au Crétacé supérieur. Rev. Géogr. Phys. Géol. dyn. (2), vol. XIII, fasc. 4, p. 327-350.

Ricou L.E., Argyriadis I., Marcoux J., 1975. L'axe calcaire du Taurus, un aligne,ent de fenêtres arabo-africaines des nappes radiolaritiques, ophiolitiques et ,éta,orphiques. Bull. soc. géol. Fr., (7), XVII, 1975, n° 6, p. 1024-1044.

ABSTRACT

UPPER CRETACEOUS TRANSGRESSION OVER THE OPHIOLITES OF NORTHERN PINDOS

Argyriadis I.

Cabinet Argyriadis, 975 ch. Pré de Caune, 83740 La Cadière d'Azur, France. Ion@argyriadis.net

At the ophiolithic overthrusted masses of Northern Pindos, east of Katara, outcrops of limestones are observed. Until now these outcrops are interpreted by tectonic inclusions inside the secondary tectonic contacts. Detailed analysis of these limestones showed that they are remainings of transgressions their age determined by the microfauna as upper Campanian – early Maastrichian. The limestone series ends upwards in a karstic surface supporting doleritic lava flows with essential thickness. In place Tragopetra we can observe that these lavas clearly intrude in the caves of the paleokarst. At the same section (Tragopetra), over this lava formation, the basic conglomerate (Auversian) of the mesohellenic sediments is found.

Transgression of this age whas unknown until now in Greece, but is well known in South Anatolia and Near East. An important outcome of our research is that there is no ocean trench before the

overthrust but land with karstification of the limestones is emerged instead. The Pindos ophiolites overthrust is related to recent land creation and developed under epiglyptic conditions. Nature reality often differs to any models humans may imaginate!

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

ΝΕΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΣΤΗ ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ ΤΩΝ ΝΗΣΙΩΝ ΣΤΡΟΦΑΔΩΝ (ΙΟΝΙΟ ΠΕΛΑΓΟΣ, Δ. ΕΛΛΑΔΑ)

Λόγος, Ε.[1], Μαρκοπούλου - Διακαντώνη, Α.[2]

[1] *Τομέας Δυναμικής - Τεκτονικής - Εφαρμοσμένης Γεωλογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Ε.Κ.Π.Α. 157 84 Αθήνα, dtheocharis@geol.uoa.gr*

[2] *Τομέας Ιστορικής Γεωλογίας - Παλαιοντολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Ε.Κ.Π.Α. 157 84 Αθήνα, amarkop@geol.uoa.gr*

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην εργασία αυτή μελετάται η πανίδα που συλλέχθηκε από τα ιζήματα των νήσων Στροφάδων με σκοπό την διακρίβωση της ηλικίας τους γνωστής μέχρι σήμερα ως Πλειστοκαινικής (Τυρρήνιο) (Αναπλιώτης, 1963). Το υλικό που μελετήθηκε προέρχεται από τα δύο μικρά νησιά απο τα οποία αποτελούνται οι Στροφάδες το μεγαλύτερο την Σταμφάνη και το μικρότερο την Άρπυα. Μεταξύ των δύο νησιών υπάρχει μεγάλος αριθμός από σκοπέλους και υφάλους, γνωστοί με το όνομα σκόπελοι Σουμάρι.

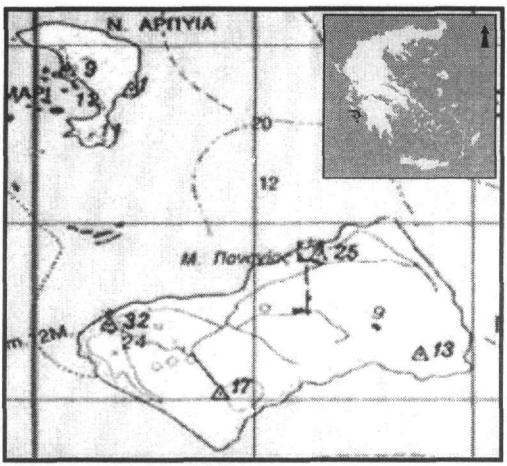
Από την μελετηθείσα πανίδα προέκυψαν τα ακόλουθα:

1. Στη νήσο Σταμφάνη προσδιορίστηκε το κατώτερο Πλειόκαινο, το Κατώτερο - Μέσο Πλειόκαινο, το Ανώτατο - Μέσο Πλειόκαινο και το Ανώτερο Πλειόκαινο.
2. Στη νήσο Άρπυα προσδιορίστηκε το Κατώτερο Πλειόκαινο, το Ανώτερο Πλειόκαινο και το Τορτόνιο – Πλειστόκαινο.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στην εργασία αυτή μελετάται η πανίδα που συλλέχθηκε από τα ιζήματα των νήσων Στροφάδων με σκοπό την διακρίβωση της ηλικίας τους.

Οι Στροφάδες (Σχ. 1) βρίσκονται στο Ιόνιο πέλαγος και απέχουν 27 μίλια, περίπου, νότια της Ζακύνθου και 25 μίλια, περίπου, δυτικά της Κυπαρισσίας. Αποτελούνται από δύο μικρά νησιά το μεγαλύτερο από τα οποία είναι η Σταμφάνη, με διαστάσεις περίπου 1750 μ. επί 1000 μ., και το μικρότερο η Άρπυα, με διαστάσεις περίπου 850 μ. επί 350 μ. και βρίσκονται σε γεωγραφικό πλάτος 37°14'30'' έως 37°16' και γεωγραφικό μήκος 21°00' έως 21°01'10''.



Σχήμα 1. Γεωγραφική θέση.

Μεταξύ των δύο νησιών υπάρχει μεγάλος αριθμός από σκοπέλους και υφάλους, γνωστοί με το όνομα σκόπελοι Σουμάρι.

Τα νησιά παρουσιάζουν χαμηλά τοπογραφικά υψόμετρα. Το μέγιστο τοπογραφικό υψόμετρο της νήσου Σταμφάνη είναι 22 μ. ενώ της νήσου Άρπυας 12 μ.

Τα μοναδικά κτίσματα που απαντώνται στα νησιά είναι στη μεν Σταμφάνη: φάρος στο βορειοδυτικό άκρο του νησιού, η Μονή Παναγίας και το Μοναστήρι του Αγ. Διονυσίου του 13^{ου} αιώνα, στη δε Άρπυα το εκκλησάκι του Αγίου Ονούφριου.

2 ΓΕΩΛΟΓΙΑ

Με την Γεωλογία των νησιών έχουν κατά καιρούς ασχοληθεί διάφοροι ερευνητές (Oppenheim, 1916, Αναπλιώτης, 1963, Ψαριανός et al. 1976, Lymberis & Bizon, 1981, Monopolis & Bruneton, 1981, Νικολάου, 1986 κ.ά.).

Ο Αναπλιώτης (1963) δέχεται την ύπαρξη του Α. Μειοκαίνου και Κ. Πλειοκαίνου στηριζόμενος στην παρουσία του τρηματοφόρου *Orbulina universa* και σε ασυμφωνία τα υπερκείμενα ιζήματα του Τεταρτογενούς με την παρουσία της *Natica lactea* Guilding και του *Conus testudinarius* Martini τα οποία χαρακτηρίζουν το Τυρρήνιο.

Οι Ψαριανός et al (1976) αναφέρουν την ύπαρξη γύψων του Νεογενούς και ταυτόχρονα αναφέρουν στοιχεία της πανίδας και της χλωρίδας των νησιών.

Οι Lymberis & Bizon (1981) αναφέρουν την ύπαρξη τριών γύψων του Νεογενούς και ότι η παρουσία τους στην επιφάνεια οφείλεται σε διαπυρικά φαινόμενα.

Οι Monopolis & Bruneton (1981) θεωρούν ότι οι νήσοι Στροφάδες ανήκουν στην Προαπούλια ζώνη λαμβάνοντας υπόψη κυρίως σεισμικά δεδομένα.

Ο Νικολάου (1986) αναφέρει την ύπαρξη τριαδικών εβαποριτών και τοποθετεί τις νήσους Στροφάδες στην Ιόνιο ζώνη, ενώ θεωρεί ότι το Νεογενές έχει πάχος μεγαλύτερο των 300 μ. και διακρίνει:

α. Κάτω από τους ορίζοντες της γύψου πανίδα του Α. Μειόκαινου με *Ammonia beccarii*, A. *pertucida*, *Elphidium grispum*, *E. gionosus*, κλπ

β. Πάνω από τους ορίζοντες της γύψου Πλειόκαινο με *Orbulina universa*, *O. suturalis*, *Globorotalia. margariteae*, κα. Το τελευταίο είδος χαρακτηρίζει το κατώτερο Πλειόκαινο.

γ. Την παρουσία του Πλειστοκαίνου με γωνιώδη ασυμφωνία πάνω στις τριαδικές και νεογενείς αποθέσεις και θεωρεί ότι έχουν ηλικία Τυρρηνίου (Αναπλιώτης 1963).

Κατά την διάρκεια των εργασιών υπαίθρου τον Ιανουάριο του 1992 στις νήσους Στροφάδες συλλέχθηκε μεγάλο πλήθος δειγμάτων από όλους τους γεωλογικούς σχηματισμούς που απαντώνται στα δύο νησιά και έγιναν οι εξής παρατηρήσεις:

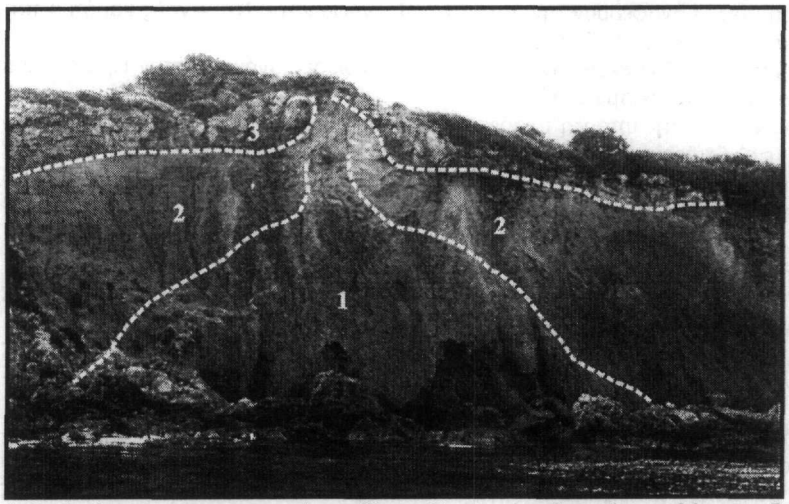
α. Στο βορειοδυτικό άκρο της νήσου Σταμφάνης εμφανίζεται γύψος που τα λιθοψικά χαρακτηριστικά της χρωματισμός, κρυσταλλικότητα, αλλά και η ύπαρξη λατυπών μαύρων δολομιτών και ασβεστόλιθων στη μάζα της εξαιτίας του διαπυρισμού συνηγορούν ότι πρόκειται για τριαδικούς γύψους της γεωτεκτονικής ενότητας της Ιονίου. Από τον ίδιο διάπυρο αποτελείται μεγάλο πλήθος από τους σκοπέλους Σουμάρι (Σχ. 2).

β. Οι Νεογενείς αποθέσεις αποτελούνται από εναλλαγές μαργών, αργίλων, ιλυολίθων κυανού υποπράσινου και τεφρού χρώματος και λεπτόκκοκων ή αδρόκκοκων ψαμμιτών κίτρινου έως υποκάστανου χρώματος. Οι γύψοι που εμφανίζονται μέσα στα στρώματα των Νεογενών αποθέσεων έχουν διαφορετική κρυσταλλικότητα και χρωματισμό από τους τριαδικούς γύψους, ενώ και αυτοί παρουσιάζουν φαινόμενα διαπυρισμού (Σχ. 3). Η γενική κλίση των στρωμάτων είναι περίπου 30° προς τα ανατολικά.

γ. Τέλος ο σχηματισμός που αναφέρει ο Αναπλιώτης (1963), ως Τυρρηνίου ηλικίας είναι συμπαγής ασβεστιτικός ψαμμίτης ο οποίος έχει αποτεθεί ασύμφωνα τόσο στις υποκείμενες νεογενείς αποθέσεις όσο και στις γύψους του Τριαδικού. Καλύπτει σχεδόν το σύνολο της επιφάνειας των νησιών αφήνοντας μικρές τομές στις οποίες μπορεί να πραγματοποιηθούν δειγματοληψίες των υποκείμενων νεογενών αποθέσεων. Η γενική κλίση του σχηματισμού κυμαίνεται από 5° - 10° προς ανατολικά – νοτιοανατολικά, ενώ έχει επηρεαστεί από το διαπυρισμό των γύψων και των δυο ηλικιών (Σχ. 3)



Σχήμα 2. Τμήμα των σκοπέλων Σουμάρι. Διακρίνονται οι τριαδικοί γύψοι.



Σχήμα 3. Διακρίνονται οι νεογενείς αποθέσεις (2), στη νήσο Σταμφάνη, καθώς και ο διαπυρισμός της νεογενούς γύψου (1) που επηρεάζει ακόμα και το στρώμα του συμπαγούς ασβεστιτικού ψαμμίτη (3) ο οποίος εθεωρείτο Τυρρήνιας ηλικίας κατά Αναπλιώτης (1963).

3 ΒΙΟ-ΧΡΟΝΟ-ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ ΚΑΙ ΠΑΛΑΙΟΟΙΚΟΛΟΓΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ

Από τη μελέτη του υλικού που συλλέξαμε από την περιοχή όπου ο Αναπλιώτης (1963) αναφέρει το Τυρρήνιο προκύπτει ότι τα ιζήματα αυτά προσδιορίζονται ως Ανώτερο Πλειόκαινο με βάση την παρακάτω πανίδα:

1)Τρηματοφόρα: *Asterigerata planorbis, Cibicides lobatulus, * Cibicides refulgens* (Τορτόνιο - Πλειόκαινο), *Cibornuspira involvens, Elphidium advenum, Elphidium crispum,* Planorbulina mediterranensis* (Μ. - Α.Πλειόκαινο. - Κ. Πλειστόκαινο), *Peneroplis* sp., * *Pyrgo bulloides* (Πλειόκαινο. - Κ. Πλειστόκαινο), * *Quinqueloculina pulchella* (Α. Πλειόκαινο. - Πλειστόκαινο), *Quinqueloculina seminulum,, Quinqueloculina vulgaris, Rosalina globularis, * S. depressa* (Πλειόκαινο - Πλειστόκαινο), *Sp. Excavata, * S. Grata* (Πλειόκαινο. - Κ. Πλειστόκαινο), *Sorites* sp., * *Triloculina tricarinata* (Πλειόκαινο - Πλειστόκαινο), *Valvulineria bradyana*. Από τις στρωματογραφικές εξαπλώσεις των σημειούμενων Τρηματοφόρων με αστερίσκο (*) προκύπτει η ηλικία του Α. Πλειοκαίνου. Στην ηλικία αυτή συνηγορούν και αντιπρόσωποι των υπόλοιπων ανευρεθέντων ασπονδύλων, όπως:

2) Βρυόζωα: *Frondipora verrucosa, Margaretta cerioides*
3) Ανθόζωα Σκληρακτίνια: *Balanophyllia europea* (R.) (ζει στη Μεσόγειο σε βάθος 30 - 35 m), *Leptopsamia formosa* (G.)
4) Εχινοειδή: *Strongylocentrotus* sp., *Echinocyamus circularis* C.
5) Δίθυρα: *Arca noae* L., *Cardita calyculata* (L.), *Lucina lacteal, Venus ovata*
6) Γαστερόποδα: *Astraea fambriatum* (B.) (Πλειόκαινο), *Bittium reticulatum, Cerithium rupestre* (Risso), *Columbella rustica* (L.), *Conus mediterraneus* (Brugg.), *Gibbula (Gibbula) magus* L., *Mitra cornicula* (L.), *Monodonta patula* (B.) (Πλειόκαινο), *Natica nitida, Phasianella* sp., *Rissoa cimex* (L.), *Thericium vulgatum, Turbo sanguineus* (L.)
7) Σκαφόποδα: *Dentalium inaequicostatum* (D.)
8) Καρκινοειδη Αρθρόποδα *Carcinus* sp.
9) Οστρακώδη.
Το περιβάλλον στο οποίο έζησαν οι παραπάνω αντιπρόσωποι καθορίζεται ως θαλάσσιο, ζεστό (τροπικό - υποτροπικό) μικρού βάθους.

3.1 Στην νησίδα Άρπυα:

1. Στον ορίζοντα Α, προσδιορίζεται το Κατώτερο Πλειστόκαινο με βάση τις στρωματογραφικές εξαπλώσεις των παρακάτω ανευρεθέντων Τρηματοφόρων: *Astacolus crepidulus, B. Costata, C. Italicus L. Echinata, L.orbicularis, N. Acostaensis, N. Pentecostata, S. Italica*
2. Στον ορίζοντα Α1, προσδιορίζεται το Ανώτερο Πλειόκαινο με βάση τις στρωματογραφικές εξαπλώσεις των σημειούμενων με αστερίσκο Τρηματοφόρων και της υπόλοιπης ανευρεθείσας πανίδας:
Τρηματοφόρα: *Asterigerinata planorbis, *Cibicides lobatulus* (Ηώκαινο, Πλειόκαινο - Πλειστόκαινο), *C. refulgens, Elphidium aculeatum, Elphidium crispum, Elphidium macellum, Globorotalia apertura,*G. inflata* (Α. Πλειόκαινο), *Planorbulina mediterranensis* (Α. Πλειόκαινο), *Pyrgo bulloides, P. oblonga,*Quinqueloculina contorta* (Ηώκαινο - Τορτόνιο, Μ. Πλειόκαινο - Πλειστόκαινο),**Q. secans* (Μ.Πλειόκαινο - Πλειστόκαινο), *Q. vulgaris,*Rosalina globularis* (Μειόκαινο, Πλειόκαινο - Κ. Πλειστόκαινο), **S. depressa* (Πλειόκαινο - Πλειστόκαινο), *Sp. Excavata, Triloculina austriaca, Tr. tricarinata (*Α. Πλειόκαινο), Βρυόζωα: *Frondipora verrucosa, Margaretta cerioides,* Γαστερόποδα: *Astraea fambriatum* (B.),*Bittium reticulatum, Cerithium rupestre* (Risso), *Columbella rustica* (L.), *Conus mediterraneus* (B.), *Gibbula (G.) magus* L., *Mitra cornicula* (L.), *Monodonta patula* (B.), *Natica nitida,* Δίθυρα: *Arca noae* L., **Chlamys flexuosa* (Α. Πλειόκαινο), Σκαφόποδα: *Dentalium inaequicostatum* (D.), Οστρακώδη.
Το περιβάλλον στο οποίο έζησαν οι παραπάνω αντιπρόσωποι καθορίζεται ως θαλάσσιο, ζεστό (τροπικό - υποτροπικό) μικρού βάθους.
3. Στον ορίζοντα Α2, προσδιορίζεται το Τορτόνιο - Πλειστόκαινο με βάση τις στρωματογραφικές εξαπλώσεις της παρακάτω ανευρεθείσας πανίδας:
Τρηματοφόρα: *Ammonia beccarii, Astrononion stelligerum* (Μειόκαινο - Πλειστόκαινο), *Brizalina dilatata, Elphidium crispum, Globigerina* sp., *G. Falconensis, G. Nepenthens, G. Trilobus, Guttulina communis, Protoelphidium granosum* (Τορτόνιο, Πλειόκαινο - Πλειστόκαινο), *Quinqueloculina seminulum, Rosalina globularis*, Ακτινόζωα, Οστρακώδη, Βρυόζωα: *Frondipora verrucosa, Margaretta cerioides.*
Το περιβάλλον στο οποίο έζησαν οι παραπάνω αντιπρόσωποι καθορίζεται ως θαλάσσιο, ζεστό (τροπικό - υποτροπικό) μικρού βάθους με ταραγμένα νερά ιδιαίτερα λόγω της παρουσίας του Βρυοζώου *Frondipora verrucosa.*
4.Στον ορίζοντας Α3, προσδιορίζεται το Ανώτερο Πλειόκαινο με βάση τις στρωματογραφικές εξαπλώσεις των σημειούμενων με αστερίσκο Τρηματοφόρων και της υπόλοιπης ανευρεθείσας πανίδας:
Τρηματοφόρα: *Asterigerata planorbis, Cibicides lobatulus, Elphidium aculeatum, Elphidium crispum, Elphidium macellum, G. apertura, G. extremus, G. falconensis,*G. inflata* (Α. Πλειόκαινο), *G. obliquus, G. ruber, G. trilobus, G. venezuelana, Globoquandrina, Orbulina universa,*Planorbulina mediterranensis* (Μ. - Α. Πλειόκαινο - Πλειστόκαινο), *Quinqueloculina longirostra* (Πλειόκαινο - Πλειστόκαινο), *Quinqueloculina seminulum, Quinqueloculina vulgaris, Rosalina globularis, Textularia sagittula, Triloculina austriaca,*Tr. tricarinata (*Πλειόκαινο - Πλειστόκαινο), Ακτινόζωα, Βρυόζωα: *Frondipora verrucosa, Margaretta cerioides,* Ανθόζωα Σκληρακτίνια: *Balanophyllia*

europea (Risso), Γαστερόποδα: *Astraea fambriatum* (B.), *Bittium reticulatum, Cerithium rupestre* (Risso), *Euthria* sp., *Gibbula magus* L., *Mitra cornicula* (L.), *Monodonta patula* (B.), *Nassa* sp., *Trochus* sp., Δίθυρα: *Arca noae* L., *Chlamys varia, Lima* sp., *Teredo* sp., Καρκινοειδή Αρθρόποδα: *Carcinus* sp., Αννελίδες Σκώληκες, Εχινοειδή: *Strongylocentrotus* sp.

Το περιβάλλον στο οποίο έζησαν οι παραπάνω αντιπρόσωποι καθορίζεται ως θαλάσσιο, ζεστό (τροπικό - υποτροπικό) μικρού βάθους, με ταραγμένα νερά ιδιαίτερα λόγω της παρουσίας του Βρυοζώου *Frondipora verrucosa.*

3.2 Στην νησίδα Στεμφάνη:

1.Στον ορίζοντα Σ2, προσδιορίζεται η ηλικία του Ανώτατου Μέσου Πλειοκαίνου με βάση τις στρωματογραφικές εξαπλώσεις κύρια των σημειούμενων με αστερίσκο Τρηματοφόρων και της υπόλοιπης ανευρεθείσας πανίδας:

Τρηματοφόρα: *Ammonia beccarii, A. papisosa* (Α. Πλειόκαινο - Κ. Πλειστόκαινο), *Asterigerata planorbis, Bigenerina* aff. *alata, Bigenerina nodosaria, Bulimina exilis* (Πλειόκαινο - Πλειστόκαινο), *Cibicides lobatulus,*Cibicides refulgens* (Τορτόνιο - Πλειόκαινο),**Dorothia gibbosa* (Πλειόκαινο - Πλειστόκαινο), *Elphidium aculeatum, Elphidium advenum, Elphidium complanatum, Elphidium crispum, G. Elongatus* (Πλειόκαινο - Κ. Πλειστόκαινο), *G. menardii* (Μειόκαινο - σήμερα), *G. obliquus* (Μειόκαινο, Πλειόκαινο–Κ. Πλειστόκαινο), *G. scitula* (Μειόκαινο, Πλειόκαινο –Κ. Πλειστόκαινο), *G. trilobus* (Μειόκαινο, Πλειόκαινο –Κ. Πλειστόκαινο), **G. crassacotronensis* (Α. Μ. Πλειόκαινο - Πλειστόκαινο), *Glob/dulina subglobosa* (Μειόκαινο - Πλειόκαινο), *Gyr/des robertsonianus, Karreriella bradyi, Lenticulina rotulata, Neogloboquantrina acoastaensis* (Μειόκαινο - Πλειόκαινο), *Orbulina universa* (Μειόκαινο - Πλειόκαινο - Πλειστόκαινο), *Oridorsalis umbonatus stellatus, Planulina ariminensis, Praeglobobulimina ovata, Pullenia bulloides, *Quinqueloculina oblonga* (Μ. Πλειόκαινο - Πλειστόκαινο), *Quinqueloculina* sp., *Sigmoilopsis celata, Siphonina reticulata, Triloculina austriaca , Uvigerina canariensis, Uvigerina peregrina, Uvigerina mediterranea* (Α. Πλειόκαινο - Κ. Πλειστόκαινο), Ακτινόζωα, Οστρακώδη.

Το περιβάλλον στο οποίο έζησαν οι παραπάνω αντιπρόσωποι καθορίζεται ως θαλάσσιο, μικρού βάθους.

2. Στον ορίζοντα Σ3, προσδιορίζεται η ηλικία του Α. Πλειοκαίνου με βάση τις στρωματογραφικές εξαπλώσεις κύρια των σημειούμενων με αστερίσκο Τρηματοφόρων και της υπόλοιπης ανευρεθείσας πανίδας:

Τρηματοφόρα: **Cibicides refulgens* (Τορτόνιο - Πλειόκαινο),**Dorothia gibbosa* (Πλειόκαινο - Πλειστόκαινο), *Elphidium aculeatum, Elphidium crispum, Elphidium macellum, * G. Inflata* (Α. Πλειόκαινο), *Globigerinoides* sp., *Gypsina* sp., *Orbulina universa, Planulina ariminensis, Quinqueloculina seminulum, Quinqueloculina vulgaris, Rosalina globularis, Sp. excavata, Textularia sagittula, Triloculina austriaca,* Οστρακώδη.

Το περιβάλλον στο οποίο έζησαν οι παραπάνω αντιπρόσωποι καθορίζεται ως θαλάσσιο, μικρού βάθους.

3. Στον ορίζοντα Σ6, προσδιορίζεται η ηλικία του Κ. Πλειοκαίνου με βάση τις στρωματογραφικές εξαπλώσεις κύρια των σημειούμενων με αστερίσκο Τρηματοφόρων και της υπόλοιπης ανευρεθείσας πανίδας:

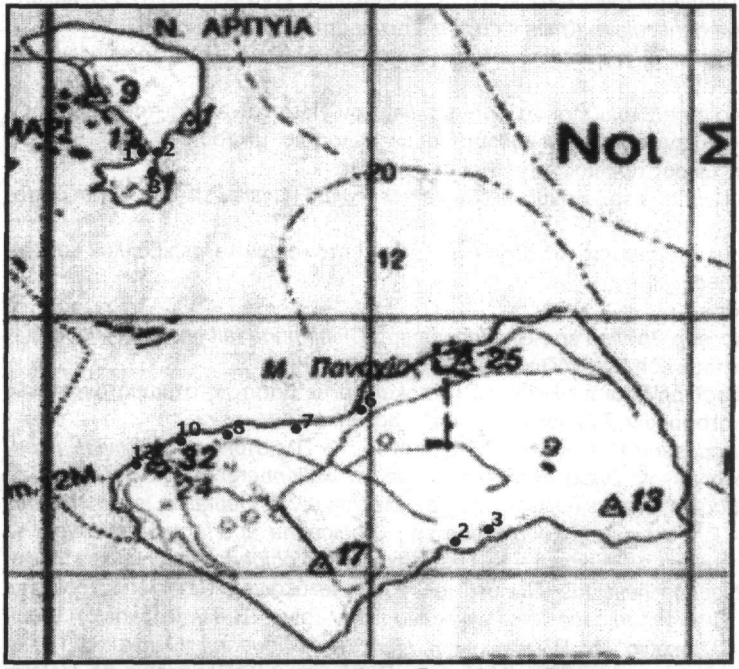
Τρηματοφόρα: *Bigenerina antiqua* (Ολιγόκαινο - Τορτόνιο, Κ. Πλειόκαινο - Πλειστόκαινο), *Bigenerina nodosaria, Bolivina custina* (Τορτόνιο, Κ. Πλειόκαινο - Α. Πλειστόκαινο), *Brizalina dilatata, *Cassidulina oblonga* (Πλειόκαινο - Πλειστόκαινο),**Cibicides italicus* (Σερραβάλιο - Τορτόνιο, Κ. - Μ. Πλειόκαινο), *Cibicidoides pseudoungerianus, Dentalina leguminiformis* (Μειόκαινο, Κ. Πλειόκαινο - Πλειστόκαινο), **Dorothia gibbosa* (Πλειόκαινο - Πλειστόκαινο), *Fissurina bradyana* (Πλειόκαινο), *G. apertura, G. bulloides, G. elongatus, G. falconensis,*G. helicinus* (Πλειόκαινο - Πλειστόκαινο), *G. obesa, G. obliquus, G. praebulloides, G. sacculiferus, G. trilobus, Globobulimina ovata, Gyroidinensis neosoldanii, Hanzawaia boueana, Heterolepa floridana, Hoeglobulina elegans, Karreriella bradyi,*L. gravida* (Τορτόνιο - Κ. Πλειόκαινο), *Lenticulina cultrata, Lenticulina rotulata, Lenticulina stellata, Lenticulina sp., Marginulina hirsuta* (Μειόκαινο, Κ. Πλειόκαινο - Μ. Πλειόκαινο), *Marginulina tenuis* (Μειόκαινο - Πλειόκαινο - Πλειστόκαινο), *Neogloboquantrina acoastaensis* (Τορτόνιο, Κ. Πλειόκαινο), *Nodosaria ovicula* (Μειόκαινο, Κ. Πλειόκαινο - Πλειστόκαινο), **Nodosaria pentecostata* (Μειόκαινο, Κ. Πλειόκαινο), *Orbulina universa, Oridorsalis stellatus, Planulina ariminensis, Pullenia bulloides,Pullenia quinqueloba, Oridorsalis umbonatus stellatus,* Quinqueloculina bicarinata*

(Πλειόκαινο - Πλειστόκαινο), *Sigmoilopsis schlumbergeri, Siphonina reticulata, Stilostomella hispida* (Μειόκαινο, Κ. Πλειόκαινο - Πλειστόκαινο),**Textularia ponderosa* (Κ. Μ. Πλειόκαινο), *Uvigerina peregrina,*Uvigerina rutila* (Μειόκαινο, Κ. Πλειόκαινο), Ασβεστοφύκη (Melobesiae), Οστρακώδη.
Το περιβάλλον στο οποίο έζησαν οι παραπάνω αντιπρόσωποι καθορίζεται ως θαλάσσιο, μικρού βάθους λόγω των βενθονικών Τρηματοφόρων και των Ασβεστοφυκών.
4. Στον ορίζοντα Σ7, προσδιορίζεται η ηλικία του Κ. Πλειοκαίνου με βάση τις στρωματογραφικές εξαπλώσεις κύρια των Τρηματοφόρων αλλά και της υπόλοιπης ανευρεθείσας πανίδας:
Τρηματοφόρα: *Annommia Helicinus, Cibicides italicus, *G. crassaformis, G. fissicostata, G. menardii, G. crassacotronensis, Heterolepa dertonensis, Massilina secans, Neogloboquantrina acoastaensis* (Μειόκαινο - Πλειόκαινο), *Planulina metiterranea, Shaeroidinellopsis seminulina, S. subdehiscens penedehiscens, Uvigerina rutila* (Μειόκαινο, Κ. Πλειόκαινο, Ίχνη Αννελιδών Σκωλήκων: *Spirorbis* sp., Βρυόζωα: *Crisia denticulate, Crisia fistulosa,* Γαστερόποδα: *Cerithium* sp.
Το περιβάλλον στο οποίο έζησαν οι παραπάνω αντιπρόσωποι καθορίζεται ως θαλάσσιο, μικρού βάθους.
5. Στον ορίζοντα Σ8, η ηλικία προσδιορίζεται να είναι μάλλον του Πλειοκαίνου και το περιβάλλον στο οποίο έζησαν οι παραπάνω αντιπρόσωποι καθορίζεται ως θαλάσσιο, μικρού βάθους.
Στον ορίζοντα αυτόν υπάρχει μικρός αριθμός απολιθωμάτων όπως:
Ίχνη Αννελιδών Σκωλήκων: *Spirorbis* sp., Βρυόζωα: *Crisia denticulate, Crisia fistulosa,* Γαστερόποδα: *Cerithium* sp.
6. Στον ορίζοντα Σ10 λόγω της παρουσίας των βενθονικών Τρηματοφόρων το περιβάλλον καθορίζεται ως θαλάσσιο, μικρού βάθους.
Στον ορίζοντα αυτόν βρέθηκαν:
Τρηματοφόρα: *Ammonia beccarii, Bolivina* sp., *Globigerina* sp., *Globigerina falconensis, Globorotalia scitula,* Βενθονικά sp., Οστρακώδη, Ακτινόζωα.
7. Στον ορίζοντα Σ13 1, προσδιορίζεται η ηλικία του Πλειοκαίνου με βάση τις στρωματογραφικές εξαπλώσεις κύρια των Τρηματοφόρων. Στον ορίζοντα αυτόν βρέθηκαν:
Τρηματοφόρα: *Bigenerina nodosaria* (Μειόκαινο - Πλειόκαινο - Κ. Πλειστόκαινο), *Bolivina pseudoplicata* (Τορτόνιο - Πλειόκαινο - Κ. Πλειστόκαινο), *Cibicidoides kullenbergi* (Τορτόνιο - Κ. Πλειστόκαινο), *Cibicidoides pseudoungerianus* (Ολιγόκαινο - Κ. Πλειστόκαινο), *Dentalina leguminiformis* (Μειόκαινο, Κ. Πλειόκαινο - Πλειστόκαινο), *Globigerina* sp., *Globigerina apertura* (Μειόκαινο - Κ. Πλειστόκαινο), *Globigerina bulloides* (Ηώκαινο - Κ. Πλειστόκαινο), *Globigerina falconensis* (Μειόκαινο - Πλειστόκαινο), *Globigerina helicinus* (Πλειόκαινο - Κ. Πλειστόκαινο), *Globigerina obliquus* (Μειόκαινο - Πλειστόκαινο), *Globigerina sacculifer* (Μειόκαινο, Πλειόκαινο - Κ. Πλειστόκαινο), *Globigerina trilobus* (Μειόκαινο, Πλειόκαινο - Κ. Πλειστόκαινο), *Hanzawaia boueana* (Μειόκαινο, Πλειόκαινο - Κ. Πλειστόκαινο), *Hastigerina siphonifera* (Μειόκαινο, Πλειόκαινο - Κ. Πλειστόκαινο), *Heterolepa floridana* (Μειόκαινο, Πλειόκαινο - Κ. Πλειστόκαινο), *Karreriella bradyi* (Ηώκαινο, Πλειόκαινο - Κ. Πλειστόκαινο), *Lenticulina stellata* (Τορτόνιο - Πλειόκαινο - Κ. Πλειστόκαινο), *Neogloboquantrina acoastaensis* (Μειόκαινο - Πλειόκαινο), *Orbulina bilobata* (Μειόκαινο - Πλειόκαινο), *Orbulina universa, Oridorsalis umbonatus* (Ηώκαινο - Κ. Πλειστόκαινο), *Planulina ariminensis* (Μειόκαινο - Κ. Πλειστόκαινο), *Pleurostomella alternans* (Ολιγόκαινο - Κ. Πλειστόκαινο), *Praeglobobulimina ovata* (Ηώκαινο, Πλειόκαινο - Κ. Πλειστόκαινο), *Quinqueloculina* sp., *Siphonina reticulata* (Ολιγόκαινο - Κ. Πλειστόκαινο), *Valvulineria bradyana* (Μειόκαινο - Πλειόκαινο - Πλειστόκαινο), Ακανθες Εχίνων.
Το περιβάλλον στο οποίο έζησαν οι παραπάνω αντιπρόσωποι καθορίζεται ως θαλάσσιο, μικρού βάθους.
8. Στον ορίζοντα Σ13 2, προσδιορίζεται η ηλικία του Κ. - Μ. Πλειοκαίνου με βάση τις στρωματογραφικές εξαπλώσεις κύρια των σημειούμενων με αστερίσκο Τρηματοφόρων και της υπόλοιπης ανευρεθείσας πανίδας:
Τρηματοφόρα: *Ammonia beccarii, Asterigerata planorbis, Cibicides italicus* (Μειόκαινο - Μ. Πλειστόκαινο), *Cibicidoides robertsonianus* (Μειόκαινο - Πλειόκαινο), *Cibicidoides* sp., *Elphidium aculeatum, Elphidium crispum, Elphidium macellum, Globigerina apertura* (Μειόκαινο - Κ. Πλειστόκαινο), *Globigerinoides* cf.*conglobatus* (Σερραβάλιο - Πλειστόκαινο), *G. falconensis, Globigerina mayeri, G. obliquus* (Μειόκαινο - Πλειστόκαινο), *G.praebulloides, G. sacculifer, G. sicanus, G. trilobus* (Μειόκαινο - Πλειστοκαινο), *Globorotalia* sp., *Hanzawaia boueana, Hast. siphonifera* (Μειόκαινο - Πλειστόκαινο), **Heterolepa dertonensis* (Μειόκαινο - Μ. Πλειόκαινο), *Hoegl. elegans, Lenticulina cultrata, Lenticulina rotulata, Lenticulina stellata, Neogloboquantrina acoastaensis* (Μειόκαινο -

Πλειόκαινο), *Orbulina bilobata* (Μειόκαινο - σήμερα), *Orbulina suturalis, Orbulina universa, Planulina ariminensis* (Μειόκαινο - Πλειόκαινο - Πλειστόκαινο), *Praeorbulina, Pyrgo bulloides* (Πλειόκαινο - Πλειστόκαινο), *Quinqueloculina padana* (Πλειόκαινο - Πλειστόκαινο), *Quinqueloculina seminulum, Quinqueloculina vulgaris* (Μειόκαινο - Πλειστόκαινο), *Rosalina globularis, Sigmoilopsis celata, Siphonina reticulata, *Textularia ponderosa* (Κ. - Μ. Πλειόκαινο), *Trifarina fornasini, *Triloculina tricarinata* (Πλειόκαινο - Κ. Πλειστόκαινο), Βρυόζωα: *Crisia denticulata, Crisia fistulosa,* Οστρακώδη, Ασβεστιτικοί σωλήνες.

Το περιβάλλον στο οποιο έζησαν οι παραπάνω αντιπρόσωποι καθορίζεται ως ζεστό θαλάσσιο, μικρού βάθους.

Οι θέσεις των δειγματοληψιών αναφέρονται στο Σχ. 4.



Σχήμα 4. Θέσεις δειγματοληψίας στις νήσους Σταμφάνη και Άρπυα.

4 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Από την μελετηθείσα πανίδα που συλλέχθηκε από τα ιζήματα των νήσων Στροφάδων προέκυψαν τα ακόλουθα:

1. Στη νήσο Σταμφάνη προσδιορίστηκε:
   - Το Κατώτερο Πλειόκαινο με *Cibicides italicus,, Fissurina bradyana, L. Gravida, Neogloboquantrina acoastaensis, Nodosaria pentecostata, Uvigerina rutila* κ.ά. καθώς και Ακτινόζωα, Melobesiae, Βρυόζωα, Αννελίδες, Γαστερόποδα, κ.ά. που προσδιορίζουν θαλάσσιο αβαθές περιβάλλον.
   - Το Κατώτερο - Μέσο Πλειόκαινο με Τρηματοφόρα (*Heterolepa dertonensis, Cibicidoides robertsonianus, Textularia ponderosa* κ.ά. καθώς και Οστρακώδη, Melobesiae, Βρυόζωα, κ.ά. που προσδιορίζουν θαλάσσιο αβαθές περιβάλλον.
   - Το Ανώτατο Μέσο Πλειόκαινο (*Bulimina exilis, Cibicides refulgens, Dorothia gibbosa, G. Crassacotronensis, Lenticulina rotulata, Quinqueloculina oblonga* κ.ά. καθώς και Ακτινόζωα και Οστρακώδη)
   - Το Ανώτερο Πλειόκαινο με Τρηματοφόρα (*Globorotalia Inflata, Planorbullina mediterranensis* κ. ά.), καθώς και Οστρακώδη Δίθυρα, Γαστερόποδα, Βρυόζωα, Σκληρακτίνια, Αννελίδες, Εχινοει-

δή, Καρκινοειδή κ.ά. που προσδιορίζουν και την φάση ρηχά, ζεστά θαλάσσια νερά, κανονικής αλμυρότητας κλπ.)

2. Στη νήσο Άρπυα προσδιορίστηκε:
   - Το Κατώτερο Πλειόκαινο με Τρηματοφόρα (*Astacolus crepidulus*, *Bulinina costata*, *Cibicides italicus*, *Lenticulina echinata*, *L. orbicularis*, *Neogloboquandrina acostaensis*, *N. pentecostata*, *S. italica* κ.ά.)
   - Το Ανώτερο Πλειόκαινο με Τρηματοφόρα (*Cibicides lobatulus*, *G. inflata*, *Quinqueloculina contorta*, *Q. secans*, *Rosalina globularis*, *S. depressa* , *Planorbulina mediterranensis*, *Triloculina tricarinata* κ.ά. καθώς και με το Δίθυρο *Chlamys flexuosa* .Προσδιορίστηκαν επίσης και Σκαφόποδα, Δίθυρα, Γαστερόποδα, Βρυόζωα, Σκληρακτίνια, Αννελίδες, Εχινοειδή, Καρκινοειδή κ.ά. που υποδηλώνουν ρηχά, ζεστά θαλάσσια νερά, κανονικής αλμυρότητας κλπ.)

Το Τορτόνιο – Πλειστόκαινο με τα Τρηματοφόρα *Astrononion stelligerum, Protoelphidium granosum* και με φασικά απολιθώματα από Τρηματοφόρα, Ακτινόζωα, Οστρακώδη και Βρυόζωα η παρουσία των οποίων υποδηλώνει θαλάσσιο αβαθές περιβάλλον με ταραγμένα νερά

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Οι συγγραφείς ευχαριστούν θερμά και από τη θέση αυτή την μικροπαλαιοντολόγο κ. Ρ.-Μ. Μίρκου για την βοήθειά της στον προσδιορισμό των τρηματοφόρων, που πραγματοποιήθηκε το 1992.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Αναπλιώτης, Κ. , 1963. Γεωλογία νήσων Στροφάδων, *Πτκ. Ακαδ. Αθ.*, 38, 519-528.

Liberis, N. and Bizon, G. 1981. Signification structurale des iles Strophades dans la marge hellenique. *Mar. Geol.*, 39, 457-469.

Monopolis, P. and Bruneton, A., 1981. Ionian sea (Western Greece). Its structural outline deduced from drilling and geophysical data. *Tectonophysics*, 83.

Νικολάου, Κ., 1986. Συμβολή στη γνώση του Νεογενούς και της Γεωλογίας και οριοθέτησης των ζωνών Ιονίας και Προαπουλίας σε σχέση με πετρελαιογεωλογικές παρατηρήσεις κυρίως στα νησιά Στροφάδες, Ζάκυνθο, Κεφαλονιά. Διδ. Διατρ., 228 σελ.

Oppenheim, P. 1916. Zur Geologie der Strophaden. *G. B.F. Min.*, 221-229, 254-260.

Ψαριανός, Π., Βεργίνης, Σ., Βερυκίου, Ε. Και Λειβαδίτης, Γ. , 1976. Γεωγραφία και Γεωλογία των νήσων Στροφάδων. *Ann. Geol. P. hell.*, 1976, 729-739.

ABSTRACT

NEW DATA ON THE STRATIGRAPHY OF STROFADES ISLANDS (IONIAN SEA, W. GREECE)

Logos, E.[1], Markopoulou - Diakantoni, A.[2]

[1] *Department of Dynamic - Tectonic - Applied Geology, School of Geology, National and Kapodistrian University of Athens, 157 84, Athens, dtheocharis@geol.uoa.gr*

[2] *Department of Historical Geology - Paleontology, School of Geology, National and Kapodistrian University of Athens, 157 84, Athens, amarkop@geol.uoa.gr*

This study focuses on the fauna collected from the sediments, which outcrops on Strofades islands, with the view to defining their age, which so far has been ascribed to the Pleistocene (Tyrhennian). The studied material was sampled from the two islets of Stamfani and Arpya. Between these two, there are several reefs, collectively known as "Soumari reefs". Our studies resulted in the following.

1. Lower Pliocene, L - Middle Pliocene, Uppermost - Middle Pliocene, and Upper Pliocene strata were identified on Stamfani islet.
2. On Arpya islet the determined ages of the outcropping strata are Lower Pliocene, Upper Pliocene and Tortonian - Pleistocene.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

ΠΑΛΑΙΟΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΛΕΚΑΝΟΠΕΔΙΟΥ ΑΘΗΝΩΝ ΑΠΟ ΤΟ ΑΝΩ ΜΕΙΟΚΑΙΝΟ ΕΩΣ ΣΗΜΕΡΑ

Παπανικολάου Δ., Μπάση Ε.-Κ., Κράνης Χ. και Δανάμος Γ.
Τομέας Δυναμικής Τεκτονικής & Εφαρμοσμένης Γεωλογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Ε.Κ.Π.Α.. 15784 Αθήνα, dpapan@geol.uoa.gr, ekbassi@geol.uoa.gr, hkranis@geol.uoa.gr

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Από τη γεωλογική και νεοτεκτονική χαρτογράφηση που διενεργήθηκε στο λεκανοπέδιο των Αθηνών καθώς και από τη λεπτομερή μελέτη ειδικά των νεογενών σχηματισμών, προέκυψαν δεδομένα που συσχετίζονται με την παλαιογεωγραφία του λεκανοπεδίου Αθηνών από το Ανώτερο Μειόκαινο έως σήμερα. Σε κάθε περίοδο γίνεται αναφορά στους ορεινούς όγκους περιφερειακά και στο εσωτερικό του λεκανοπεδίου, στο υδρογραφικό δίκτυο, στη θέση της ακτογραμμής, στις λιμναίες εκτάσεις και στις ενεργές τεκτονικές ζώνες που σε μεγάλο βαθμό διαμόρφωναν τις παλαιογεωγραφικές συνθήκες. Το Ανώτερο Μειόκαινο χαρακτηρίζεται από έντονη τεκτονική δραστηριότητα κυρίως στο δυτικό όριο του λεκανοπεδίου με τους ορεινούς όγκους ενώ στο βόρειο τμήμα του υπήρχαν εκτεταμένες λιμναίες περιοχές. Στο ανώτερο Πλειόκαινο η τεκτονική δραστηριότητα είχε εξασθενήσει, παρότι διατηρούνταν οι λίμνες στο βόρειο τμήμα, ενώ στο μέσο Πλειστόκαινο η κύρια μεταβολή ήταν η διάσπαση της λοφώδους περιοχής από τα Τουρκοβούνια ως το Καματερό και η δημιουργία του Κηφισού ποταμού, που συνέδεσε την περιοχή των λιμνών βόρεια με την ακτή νότια, συμβάλλοντας στην αποστράγγισή τους. Έκτοτε η μορφή του λεκανοπεδίου ήταν παρόμοια με τη σημερινή, με εξαίρεση τις παγετώδεις περιόδους του ανώτερου Πλειστόκαινου, κατά τις οποίες η πτώση στάθμης της θάλασσας ήταν τέτοια ώστε το μεγαλύτερο τμήμα του Σαρωνικού κόλπου είχε γίνει ξηρά, με τα νησιά Αίγινα και Σαλαμίνα να αποτελούν τη φυσική συνέχεια του λεκανοπεδίου. Με βάση τα δεδομένα αυτά και με χρήση ψηφιακού τοπογραφικού υποβάθρου κατασκευάστηκαν οι αντίστοιχοι τρισδιάστατοι παλαιογεωγραφικοί χάρτες.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στόχος της παρούσας εργασίας είναι η αναπαράσταση της παλαιογεωγραφίας του λεκανοπεδίου των Αθηνών κατά τις πρόσφατες γεωλογικές περιόδους μετά τη συμπαγοποίηση του αλπικού υποβάθρου και το τέλος των εσωτερικών του ανακατατάξεων. Βάση της έρευνας αποτέλεσε η γεωλογική χαρτογράφηση του λεκανοπεδίου που έγινε στα πλαίσια της μικροζωνικής έρευνας του λεκανοπεδίου για το Υ.Π.Ε.ΧΩ.Δ.Ε. (Παπανικολάου κ.ά., 2002), δίνοντας έμφαση στη στρωματογραφία των Νεογενών σχηματισμών. Επίσης, μελετήθηκε ο ρηξιγενής ιστός του λεκανοπεδίου, ιδιαίτερα στα περιθώρια και εντός των εμφανίσεων των μεταλπικών σχηματισμών και συντάχθηκε ο αντίστοιχος Γεωλογικός Χάρτης (σχ. 1). Στις θέσεις όπου, λόγω της πυκνής δόμησης, η γεωλογική χαρτογράφηση συνάντησε δυσκολίες, τα λιθολογικά και τεκτονικά στοιχεία που προέκυψαν συνδυάστηκαν με στρωματογραφικά, παλαιοντολογικά, γεωτρητικά και τεκτονικά βιβλιογραφικά δεδομένα (Lepsius 1893, Freyberg 1951, Papp et al. 1978). Στα παραπάνω στοιχεία στηρίζεται η παλαιογεωγραφική εξέλιξη του λεκανοπεδίου Αθηνών, η οποία παρουσιάζεται σε πέντε γεωλογικές περιόδους, από το ανώτερο Μειόκαινο μέχρι σήμερα (σχ. 2 & σχ. 3).

2 ΓΕΩΛΟΓΙΑ

Το Λεκανοπέδιο των Αθηνών βρίσκεται στο κεντρικό τμήμα της Αττικής και έχει μήκος περίπου 22 km από ΒΑ προς τα ΝΔ και πλάτος 11 km εγκαρσίως. Αποτελεί ένα μεγάλο βύθισμα γενικής διεύθυνσης ΒΒΑ–ΝΝΔ, που οριοθετείται από τα όρη Πάρνηθα προς τα ΒΒΔ, Πεντέλη προς τα ΒΑ, Υμηττό προς τα Α και Αιγάλεω και Ποικίλο προς τα Δ, ενώ προς τα ΝΔ ανοίγεται στον Σαρωνικό

Κόλπο. Στο εσωτερικό του Λεκανοπεδίου και κατά μήκος του κεντρικού του άξονα αναπτύσσεται μια σειρά από λόφους όπως: Τουρκοβούνια, Λυκαβηττός, Στρέφη, Ακρόπολη, Φιλοπάππου, Αρδηττός, Ζωοδόχος Πηγή και άλλοι μικρότεροι.

Οι σχηματισμοί που λαμβάνουν μέρος στη γεωλογική δομή του λεκανοπεδίου, διακρίνονται σε αλπικούς και μεταλπικούς. Οι αλπικοί εντοπίζονται στους ορεινούς όγκους που περιβάλλουν το λεκανοπέδιο αλλά και στους μικρούς λόφους που αναπτύσσονται μέσα σε αυτό, ενώ οι μεταλπικοί πληρούν το εσωτερικό του λεκανοπεδίου, όπου καλύπτουν ασύμφωνα τους υποκείμενους αλπικούς σχηματισμούς.

Οι μεταλπικοί σχηματισμοί διακρίνονται σε σχηματισμούς του Νεογενούς και σε σχηματισμούς του Τεταρτογενούς. Βάσει της φάσης τους αλλά και της γεωγραφικής τους κατανομής, οι νεογενείς σχηματισμοί έχουν διαιρεθεί σε: θαλάσσιους, οι οποίοι περιλαμβάνουν αμιγώς θαλάσσιες, αλλά και παράκτιες και παράλιες φάσεις και εντοπίζονται στην περιοχή του Νότιου Λεκανοπεδίου Αθηνών και σε ηπειρωτικούς, οι οποίοι περιλαμβάνουν λιμναίες έως λιμνοχερσαίες αποθέσεις οι οποίες κατά θέσεις περιέχουν απολιθώματα της Πικερμικής πανίδας (Πύργος Βασιλίσσης) και εντοπίζονται στην περιοχή του Βόρειου Λεκανοπεδίου Αθηνών.

Επί όλων των προηγουμένων σχηματισμών επικάθονται Τεταρτογενείς αποθέσεις, στις οποίες συμμετέχουν τα φερτά υλικά των ποταμών του Λεκανοπεδίου, οι παράκτιες αποθέσεις, οι ποτάμιες αναβαθμίδες, οι πλευρικές αποθέσεις κορημάτων, τα ριπίδια και οι κώνοι κορημάτων των περιφερειακών ορεινών όγκων.

2.1 Θαλάσσιοι Νεογενείς σχηματισμοί

2.1.1 *Πλειοκαινικοί θαλάσσιοι σχηματισμοί*

Πρόκειται για μάργες, ψαμμίτες, κροκαλοπαγή και ασβεστόλιθους μεταβαλλόμενης σύστασης και σκληρότητας. Η κύρια εμφάνιση αυτών των σχηματισμών είναι αυτή η οποία δομεί την Πειραϊκή χερσόνησο. Άλλες, μικρότερες εμφανίσεις βρίσκονται στον Άλιμο και στο Καλαμάκι, όπου υπέρκεινται ασύμφωνα των θαλάσσιων σχηματισμών του Αν. Μειόκαινου. Στην Πειραϊκή χερσόνησο εμφανίζεται η ακόλουθη σειρά σχηματισμών, από τους παλαιότερους προς τους νεότερους: (i) μάργες και εναλλαγές μαργών και κροκαλοπαγών, (ii) κίτρινες μάργες και μαργαϊκοί ψαμμίτες, (iii) κίτρινες και λευκές μάργες μεγάλου πάχους, (iv) πορτοκαλόχρωοι ψαμμίτες και (v) πορώδεις ασβεστόλιθοι με έγκοιλα.

2.1.2 *Ανωμειοκαινικοί σχηματισμοί*

Οι Ανωμειοκαινικοί σχηματισμοί περιλαμβάνουν δύο κύριες διακριτές λιθολογικές ενότητες: μία υποκείμενη κλαστική σειρά και κάποιους συνήθως υπερκείμενους ανθρακικούς σχηματισμούς.

Οι σχηματισμοί της κλαστικής σειράς καταλαμβάνουν μεγάλο μέρος του νότιου τμήματος του Λεκανοπεδίου της Αττικής. Εκτείνονται από την Καλλιθέα και τη Νέα Σμύρνη ως τον Αγ. Δημήτριο και από το Παλαιό Φάληρο ως το Καλαμάκι και τον Άλιμο. Περιλαμβάνουν πολλές λιθολογίες σε εναλλαγές: αργίλους και ιλύες με κυμαινόμενα ποσοστά κυρίως σχιστολιθικών λατυπών διαφόρων μεγεθών, κιτρινωπές αμμούχες μάργες, κροκαλοπαγή, λατυποπαγή με κιτρινοκάστανο αμμώδες συνδετικό υλικό, συνεκτικά λατυποκροκαλοπαγή με ογκόλιθους. Το περιβάλλον απόθεσης αυτών των σχηματισμών σε γενικές γραμμές είναι παράκτιο (Χαραλαμπάκης, 1952, Χριστοδούλου, 1961). Κάποιες όμως φάσεις, ειδικά αυτές που εμφανίζονται στην περιοχή του Αγίου Δημητρίου, φαίνονται να αντιστοιχούν σε μάλλον ποταμοχερσαίο περιβάλλον απόθεσης, πιθανότατα σε εκβολές ποταμών, όπου υπήρχε επιχιακή προέλαση της θάλασσας. Για αυτόν τον λόγο χαρακτηρίζονται σαν «παράκτιες και παράλιες» φάσεις. Το πάχος των κλαστικών σχηματισμών είναι της τάξης των αρκετών δεκάδων μέτρων, ενώ η γεωμετρία τους ποικίλει, με γενική κλίση 20°-25° προς Δ, η οποία όμως μπορεί να ξεπεράσει τις 35°-40° κοντά στα περιθώρια.

Οι ανθρακικοί ανωμειοκαινικοί σχηματισμοί συνήθως υπέρκεινται ασύμφωνα της κλαστικής σειράς. Εντοπίζονται κυρίως στις κορυφές λόφων (περιοχές Τραχώνων, Καλλιθέας και Παλαιού Φαλήρου). Πρόκειται για πετρώματα διαφόρων φάσεων και χαρακτήρα: λατυποπαγείς ασβεστόλιθοι, ασβεστοψαμμίτες με σπογγώδη υφή, πλούσιοι σε απολιθώματα κοραλλιογενείς ασβεστόλιθοι, ωολιθικοί ασβεστόλιθοι και ασβεστόλιθοι με πορσελανώδη υφή. Μπορεί να ειπωθεί πως πρόκειται για σχηματισμούς που έχουν αποτεθεί σε παράκτιο γενικά περιβάλλον, όπου τοπικά είχαμε ανάπτυξη κοραλλιογενών υφάλων. Οι κλίσεις τους συχνά δεν είναι σαφείς, σε κάποια όμως σημεία (λόφος Πανί, Τράχωνες) έχουν μετρηθεί κλίσεις σε γενικές γραμμές δυτικές, με τιμές γύρω στις 30°.

2.2 Ηπειρωτικοί Νεογενείς σχηματισμοί

2.2.1 *(?)Πλειοκαινικοί ηπειρωτικοί σχηματισμοί*

Εμφανίζονται στην περιοχή της Μεταμόρφωσης, ανατολικά των Αχαρνών, στη Φιλοθέη, το Μαρούσι, το Χαλάνδρι και πέριξ αυτών. Πρόκειται για σχηματισμούς από άμμους και αργίλους με ήπιες κλίσεις, οι οποίοι διαφοροποιούνται σημαντικά από λιθοψική και γεωμετρική άποψη από τους υποκείμενους ανωμειοκαινικούς ηπειρωτικούς σχηματισμούς, στους οποίους έχουν αποτεθεί ασύμφωνα, αποτελώντας ένα "ιζηματογενές κάλυμμα" το οποίο ομογενοποίησε και εξομάλυνε το υπάρχον παλαιοανάγλυφο. Είναι γενικά αδιατάρακτα ή λίγο διαταραγμένα ιζήματα με κλίσεις που σπάνια ξεπερνούν τις 5°, αποτελούμενα από άμμους και αργίλους με αραιές, μη ρυθμικές και όχι εκτεταμένες παρεμβολές λιγνιτικών οριζόντων πολύ μικρού πάχους (5-20 cm). Το χρώμα τους είναι ερυθρωπό, πορτοκαλί ή ανοιχτοκίτρινο και το πάχος τους είναι λίγες δεκάδες μέτρα.

Στην περιοχή του Καματερού εμφανίζονται κάποιοι ασβεστομαργαϊκοί πλειοκαινικοί σχηματισμοί, πιθανώς λιμναίας φάσης, οι οποίοι οριοθετούνται προς τα δυτικά από τα περιθωριακά ρήγματα του Ποικίλου. Πρόκειται για μια αρκετά συνεκτική ακολουθία στρωμάτων με καλά διαμορφωμένους ορίζοντες, η οποία συνήθως αποτελείται από λευκές και συμπαγείς ασβεστόμαργες που παρουσιάζουν ήπιες κλίσεις, σε γενικές γραμμές προς τα ανατολικά. Κοντά στα περιθώρια η κλίση των σχηματισμών είναι εντονότερη, προσεγγίζοντας τις 40°. Στην ακολουθία των σχηματισμών συμμετέχουν λευκές και κίτρινες μάργες, μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι, αλλά και χαλαρά πολύμεικτα κροκαλοπαγή και ψαμμίτες.

2.2.2 *Ανωμειοκαινικοί ηπειρωτικοί – λιμναίοι σχηματισμοί*

Πρόκειται για ηπειρωτικούς σχηματισμούς, οι οποίοι αποτέθηκαν σε περιβάλλον λιμναίο ή εφήμερα λιμναίο. Μικρές εμφανίσεις ανωμειοκαινικών ηπειρωτικών σχηματισμών αντιστοιχούν σε χερσαίο περιβάλλον απόθεσης. Εμφανίζονται κυρίως στο βόρειο και δυτικό τμήμα του Λεκανοπεδίου των Αθηνών, στις περιοχές της Ανθούπολης, των Άσπρων Χωμάτων, των Νέων Λιόσιων και των Αγίων Αναργύρων. Εμφάνιση μεγάλης έκτασης παρουσιάζεται στην περιοχή του Νέου Ηρακλείου, της Καλογρέζας και της Πεύκης. Πιο βόρεια, εμφανίζονται στην περιοχή της Φυλής και των Θρακομακεδόνων κάτω από τα πλειστοκαινικά ριπίδια, σε αρκετά μεγάλο υψόμετρο, 500m.

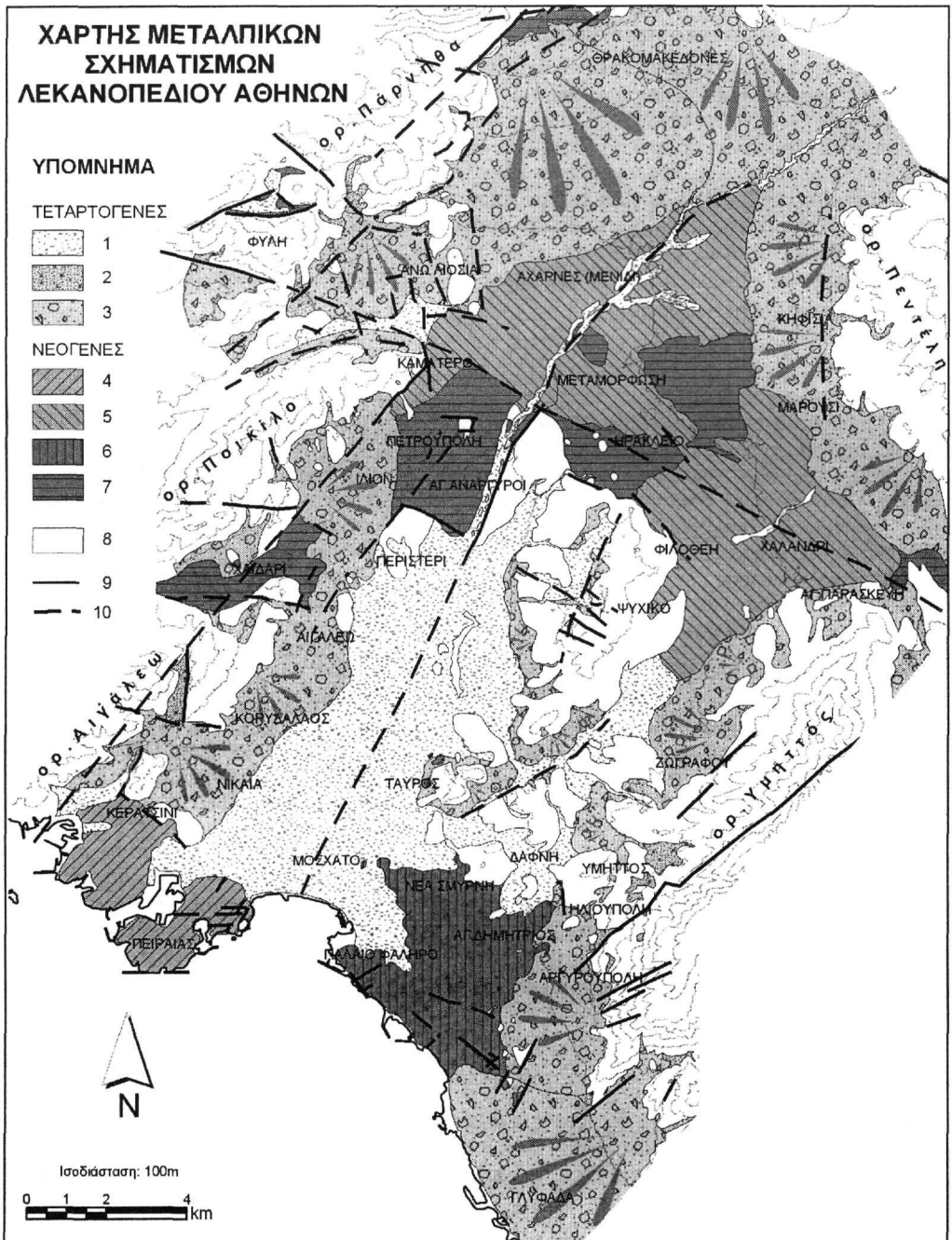
Οι λιμναίες φάσεις αποτελούνται από μαργαϊκούς ασβεστόλιθους, αμμούχες μάργες και μάργες, μέσα στις οποίες συναντώνται λιγνιτικά κοιτάσματα (Αγ. Βασίλειος, Αγ. Θεόδωροι, Καλογρέζα, Ν. Ηράκλειο κλπ. – Freyberg, 1951). Οι μάργες έχουν γενικά χρώμα πρασινωπό που ποικίλει από τεφρό και ανοιχτό λαδί μέχρι και πολύ έντονο πράσινο.

Οι χερσαίες φάσεις αποτελούνται από ερυθρές αργίλους και κροκαλοπαγή. Η κύρια εμφάνιση των ανωμειοκαινικών χερσαίων σχηματισμών είναι στον Πύργο Βασιλίσσης. Πρόκειται για ερυθρές αργίλους και ψαμμίτες που περικλείουν πλούσια πανίδα σπονδυλωτών, ηλικίας λίγο παλαιότερης της Πικερμικής (Symeonidis, 1979). Μικρότερη εμφάνιση των χερσαίων ανωμειοκαινικών σχηματισμών εντοπίζεται στην περιοχή του Γέρακα, ανάμεσα στον Υμηττό και την Πεντέλη. Η κύρια εμφάνιση των τελευταίων σχηματισμών είναι ανατολικά του υδροκρίτη του λεκανοπέδιου Αθηνών, στην περιοχή των Μεσογείων, και ειδικότερα στο Πικέρμι Αττικής (θέσεις «Μεγάλου Ρέματος» και «Κισδάρι»).

Η γεωμετρία των μειοκαινικών σχηματισμών ποικίλει. Γενικά είναι έντονα διαταραγμένα στρώματα με διάφορες κλίσεις προς σχεδόν όλες τις κατευθύνσεις. Στην περιοχή του Ν. Ηρακλείου, σε τομές της Αττικής οδού, οι ιλυόλιθοι αυτοί κλίνουν με περίπου 30° προς τα ανατολικά, βυθιζόμενοι κάτω από τους υπερκείμενους Πλειοκαινικούς σχηματισμούς που είναι γενικά αδιατάρακτοι και σχεδόν οριζόντιοι. Η διαταραχή στη γεωμετρία είναι πιο έντονη προς τα δυτικά. Στην περιοχή Μεταμόρφωσης – Ν. Ηρακλείου, πέραν των αυξημένων σχετικά κλίσεων, η διαταραχή στη γεωμετρία τους εκφράζεται και με κάμψεις των στρωμάτων και μεγάλη διασπορά στη φορά κλίσης τους. Αντίθετα, στα ανατολικά, στην περιοχή του Χαλανδρίου είναι σχεδόν αδιατάρακτοι.

2.2.3 *Ηπειρωτικοί Τεταρτογενείς σχηματισμοί*

Πρόκειται κυρίως για τα πλειστοκαινικά πλευρικά κορήματα και τα ριπίδια που εμφανίζονται στους πρόποδες όλων των ορεινών όγκων περιφερειακά του λεκανοπεδίου, με πιο σημαντικές εμφανίσεις στους Θρακομακεδόνες με τροφοδοσία από Πάρνηθα που συναντάται κατά μήκος του ρου του Άνω Κηφισού με τα ριπίδια αντίθετης φοράς της Πεντέλης στην περιοχή της Κηφισιάς – Εκάλης καθώς και τα ριπίδια στον Υμηττό και κυρίως το ριπίδιο της Αργυρούπολης – Γλυφάδας. Τα ριπίδια κατά μήκος του Αιγάλεω και του Ποικίλου είναι τοπικής σημασίας.



Σχήμα 1. Χάρτης μεταλπικών σχηματισμών λεκανοπεδίου Αθηνών (1. Αλλούβια, 2. Πλευρικά κορήματα, 3. Πλευρικά κορήματα και ριπίδια, 4. Πλειοκαινικοί θαλάσσιοι σχηματισμοί, 5. Πλειοκαινικοί ηπειρωτικοί σχηματισμοί, 6. Ανωμειοκαινικοί σχηματισμοί - παράκτιες και παράλιες φάσεις, 7. Ανωμειοκαινικοί ηπειρωτικοί σχηματισμοί, 8. Αλπικό υπόβαθρο, 9. Γεωλογικό όριο, 10. Ρήγμα και πιθανή προέκτασή του).

3 ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ

3.1 Ανατολικό και Δυτικό περιθώριο λεκανοπεδίου

Τα δύο περιθώρια του λεκανοπεδίου διαφέρουν σημαντικά στην νεοτεκτονική δραστηριότητα. Το δυτικό περιθώριο κατά μήκος του Αιγάλεω, του Ποικίλου και της Πάρνηθας διαμορφώνεται από δύο ρηξιγενείς ζώνες ΒΒΑ-ΝΝΔ διεύθυνσης οι οποίες οριοθετούν τους μεταλπικούς σχηματισμούς τόσο του Άνω Μειόκαινου όσο και τα πλειστοκαινικά ριπίδια. Αντίθετα, στην Πεντέλη και στον Υμηττό δεν παρατηρούνται περιθωριακά ρήγματα να οριοθετούν τις μεταλπικές αποθέσεις και τα ριπίδια. Ένα σύστημα ΒΒΑ-ΝΝΔ ρηγμάτων που παρατηρείται στον Υμηττό εισχωρεί μέσα στο αλπικό υπόβαθρο. Τούτο πιθανώς συνδέεται με την ύπαρξη του παλιότερου κανονικού ρήγματος μικρής κλίσης που βυθίζεται κάτω από το λεκανοπέδιο, οριοθετώντας τα μεταμορφωμένα στο δάπεδο από τα μη μεταμορφωμένα της ενότητας Αθηνών στην στέγη (Παπανικολάου κ.ά., 2004)

3.2 Ρηξιγενής ζώνη Κηφισού

Κατά μήκος του Κηφισού ποταμού εντοπίζεται άλλη μία μεγάλη ρηξιγενής ζώνη, με ΒΒΑ–ΝΝΔ διεύθυνση, που χωρίζει το Λεκανοπέδιο σε δύο επιμέρους τμήματα, το Ανατολικό και το Δυτικό, το καθένα με τη δική του νεοτεκτονική και παλαιογεωγραφική εξέλιξη. Η διαφοροποίηση αυτή αντικατοπτρίζεται τόσο στον αριθμό και τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά των ρηγμάτων όσο και στο είδος και την εμφάνιση των σχηματισμών που απαντώνται σε καθένα από τα τμήματα αυτά. Η μεγάλη αυτή ρηξιγενής ζώνη διακρίνεται πολύ καλά στις δορυφορικές εικόνες και τις αεροφωτογραφίες, ενώ σχετίζεται άμεσα με σημαντικές μορφολογικές ανωμαλίες και ανωμαλίες του υδρογραφικού δικτύου (ασυμμετρία του υδρογραφικού δικτύου δυτικά και ανατολικά του κύριου κλάδου του Κηφισού). Στο δυτικό τμήμα οι εμφανίσεις του αλπικού υποβάθρου είναι πολύ λίγες, αφού έχει βυθιστεί και καλύπτεται από τους μεταλπικούς σχηματισμούς, ενώ στο ανατολικό το αλπικό υπόβαθρο έχει ανυψωθεί και οι μεταλπικοί σχηματισμοί απουσιάζουν ή είναι μικρού πάχους.

3.3 Ρηξιγενής ζώνη Ζεφυρίου - Αγ. Παρασκευής

Στο Λεκανοπέδιο Αθηνών εντοπίζεται μια σημαντική διαφοροποίηση από Βορρά προς Νότο, που έχει να κάνει τόσο με τις φάσεις των μεταλπικών ιζημάτων που παρατηρούνται αλλά και με την ύπαρξη ή όχι ρηξιγενών ζωνών, αναδύσεων του αλπικού υποβάθρου κλπ. Η διαφοροποίηση αυτή λαμβάνει χώρα εκατέρωθεν μιας μεγάλης ρηξιγενούς γραμμής, που με διεύθυνση ΔΒΔ–ΑΝΑ διασχίζει το Λεκανοπέδιο από το όριο Ποικίλου–Πάρνηθας (Ζεφύριο) στα δυτικά μέχρι το όριο Υμηττού–Πεντέλης (Αγ. Παρασκευή) στα ανατολικά, σηματοδοτώντας τη διαφορετική παλαιογεωγραφική και νεοτεκτονική εξέλιξη για κάθε ένα από τα τμήματα αυτά. Η δυτική προέκταση της ζώνης αυτής ταυτίζεται περίπου με το βόρειο περιθώριο του Θριάσιου Πεδίου που αναπτύσσεται πίσω από το Ποικίλο, ενώ η ανατολική προέκταση ταυτίζεται με το βόρειο περιθώριο της Λεκάνης των Μεσογείων που αναπτύσσεται ανατολικά του Υμηττού. Βόρεια από τη ζώνη αυτή αναπτύσσονται οι νεογενείς λιμναίες και χερσαίες αποθέσεις, ενώ λείπουν και οι εμφανίσεις του αλπικού υποβάθρου. Τέλος, το υδρογραφικό σύστημα του Κηφισού έχει επηρεαστεί άμεσα από τη ζώνη αυτή, όπου προς τα βόρεια έχουμε σύγκλιση 3-4 παραποτάμων (Ποδονίφτης, Ροδοδάφνη κλπ) που ενώνονται νότια της ζώνης σε ένα κλάδο.

4 ΠΑΛΑΙΟΓΕΩΓΡΑΦΙΑ

Ακολουθεί μια συνοπτική περιγραφή της νεοτεκτονικής και παλαιογεωγραφικής εξέλιξης του Λεκανοπεδίου Αθηνών, σύμφωνα με τα στοιχεία που περιγράφηκαν και αναλύθηκαν προηγουμένως.

4.1 Ανώτερο Μειόκαινο (10-6 εκατομμύρια χρόνια)

Η εικόνα που παρουσίαζε το Λεκανοπέδιο Αθηνών κατά το Ανώτερο Μειόκαινο ήταν αρκετά διαφορετική από αυτήν που έχει σήμερα (σχ. 2α). Το ανάγλυφο ήταν πολύ εντονότερο, με εναλλαγές ορεινών όγκων και βυθισμάτων στο εσωτερικό, ενώ η ακτογραμμή ήταν αρκετά βορειότερα.

Στην περιφέρεια είχαν αρχίσει να αναπτύσσονται ορεινοί όγκοι με έντονο ανάγλυφο, που αντιστοιχούν στους σημερινούς όγκους του Υμηττού, της Πεντέλης, της Πάρνηθας, του Ποικίλου και του Αιγάλεω. Στο εσωτερικό, το ανάγλυφο ήταν αρκετά εντονότερο, με μια σειρά από λόφους στο κεντρικό τμήμα, οι οποίοι καταλάμβαναν την περιοχή όπου σήμερα βρίσκεται η Νέα Χαλκηδόνα ως

και το Νέο Ψυχικό. Τα σημερινά υπολείμματα αυτής της λοφοσειράς αντιστοιχούν στους λόφους των Τουρκοβουνίων, του Λυκαβηττού και του Φιλοπάππου.

Η ακτογραμμή ήταν πολύ βορειότερα από τη σημερινή και έφτανε πολύ κοντά στο λόφο του Φιλοπάππου, ο οποίος πιθανόν να ήταν ακρωτήρι. Υπό τη θάλασσα βρισκόταν και η σημερινή παραλιακή περιοχή από τον Πειραιά και το Μοσχάτο, μέχρι τη Γλυφάδα, και εσωτερικά μέχρι τη Νέα Σμύρνη και τον Άγιο Δημήτριο στα βόρεια. Το περιβάλλον απόθεσης των σχηματισμών που δημιουργήθηκαν κατά το Ανώτερο Μειόκαινο, σε αυτές τις περιοχές, είναι σε γενικές γραμμές παράκτιο (Papp et al., 1978). Κάποιες όμως φάσεις, ειδικά αυτές που εμφανίζονται βορειότερα, προς τον Αγ. Δημήτριο, φαίνονται να αντιστοιχούν σε μάλλον ποταμοχερσαίο περιβάλλον απόθεσης, πιθανότατα σε εκβολές ποταμών, όπου υπήρχε εποχιακή προέλαση της θάλασσας.

Στο βόρειο τμήμα του λεκανοπέδιου υπήρχαν εκτεταμένες εποχικές λίμνες, οι οποίες διατάσσονταν σε δύο κύριους κλάδους. Ο βόρειος καταλάμβανε την περιοχή Χαλανδρίου, Βριλησσίων, Μαρουσίου, Πεύκης, Ν. Ηρακλείου και Μεταμόρφωσης, και έφτανε μέχρι τα Άνω Λιόσια, τις Αχαρνές και τους Θρακομακεδόνες, ενώ ο δυτικός κλάδος εκτεινόταν στα ανατολικά του ορεινού όγκου του Ποικίλου, στις περιοχές Δαφνίου, Χαϊδαρίου, Περιστερίου, Νέων Λιοσίων, Αγ. Αναργύρων, Πετρούπολης και Καματερού. Οι δύο αυτοί κλάδοι ενώνονταν στην περιοχή του Καματερού. Επίσης, υπήρχε μια μικρότερης έκτασης λίμνη στην περιοχή της Φυλής. Οι περιοχές αυτές δεν αντιστοιχούν σε αμιγώς λιμναίο περιβάλλον, αλλά σε μια έκταση που κατακλυζόταν περιοδικά από λιμναία ύδατα. Υπήρχε δηλαδή μια περιοχή εφήμερων λιμναίων περιοχών, οι οποίες μεταβάλλονταν εποχιακά σε έκταση, ανάλογα με τις παροχές των χειμάρρων που τροφοδοτούσαν τις εκάστοτε λίμνες.

Οι ΒΒΑ–ΝΝΔ ρηξιγενείς ζώνες που δρούσαν κατά την περίοδο αυτή ήταν αυτές που ανύψωναν τους πέριξ ορεινούς όγκους και κυρίως την Πάρνηθα και το Αιγάλεω στα δυτικά. Σημαντικό ρόλο στην εξέλιξη της περιοχής, είχε μια μεγάλη ρηξιγενής ζώνη διεύθυνσης Α-Δ, η οποία εκτεινόταν από την βόρεια απόληξη του ορεινού όγκου που σήμερα αντιστοιχεί στο όρος Ποικίλο, στα δυτικά, μέχρι τη βόρεια απόληξη του ορεινού όγκου που σήμερα αντιστοιχεί στον Υμηττό, στα ανατολικά (ρηξιγενής ζώνη «Ζεφυρίου – Αγ. Παρασκευής»). Αυτή η ρηξιγενής ζώνη ανύψωνε το νότιο τέμαχος, δημιουργώντας ένα βύθισμα στα βόρεια. Έτσι, υπήρχε μια περιοχή με λόφους στα νότια, η οποία λειτουργούσε σαν φράγμα, μην επιτρέποντας τη διέλευση του νερού προς τη θάλασσα. Αυτό το φράγμα ήταν υπεύθυνο για το σχηματισμό των εποχιακών λιμνών βορειότερα.

4.2 Ανώτερο Πλειόκαινο (4-2 εκατομμύρια χρόνια)

Η εικόνα του Ανώτερου Πλειόκαινου (σχ. 2γ) είναι παρεμφερής με αυτήν του Αν. Μειοκαίνου. Στην περιφέρεια του λεκανοπεδίου είχαν αναπτυχθεί μεγάλοι ορεινοί όγκοι, ενώ στο εσωτερικό εξακολουθούσαν να υπάρχουν μικρότεροι λόφοι, οι οποίοι παρουσίαζαν έντονο ανάγλυφο, διατηρώντας το φράγμα που χώριζε τη βόρεια από τη νότια περιοχή. Στη βόρεια περιοχή, εξακολουθούσαν να υπάρχουν λιμναίες περιοχές, με μικρότερη όμως έκταση από αυτήν που είχαν κατά το Αν. Μειόκαινο. Εξαπλώνονταν στο χώρο όπου σήμερα είναι οι δήμοι Χαλανδρίου, Βριλησσίων και Αμαρουσίου, καθώς και στην περιοχή των Αχαρνών και της Λυκόβρυσης. Οι λίμνες στην περιοχή του Περιστερίου, της Ανθούπολης, των Άσπρων Χωμάτων και της Φυλής δεν υπήρχαν πλέον. Η ακτογραμμή ήταν αρκετά κοντά σε αυτή του Αν. Μειοκαίνου. Οι περιοχές από τον Πειραιά και το Μοσχάτο μέχρι τη Γλυφάδα, καθώς και μέχρι τη Νέα Σμύρνη και τον Άγιο Δημήτριο προς τα βόρεια εξακολουθούσαν να αποτελούν ένα παράκτιο ή παράλιο περιβάλλον.

Οι ρηξιγενείς ζώνες που κατά το Άνω Μειόκαινο ανύψωσαν τους περιφερειακούς ορεινούς όγκους, στο Άνω Πλειόκαινο δεν έπαιζαν πλέον καθοριστικό ρόλο στην εξέλιξη της περιοχής. Τα όρη αυτά άρχισαν να διαβρώνονται, με αποτέλεσμα την έναρξη της δημιουργίας μικρών κώνων. Στην Πάρνηθα εξακολουθούσε να δρα η ρηξιγενής ζώνη διεύθυνσης Α-Δ που τη διαχωρίζει από το Θριάσιο πεδίο, καθώς και το ρήγμα της Φυλής. Όσον αφορά στη ρηξιγενή ζώνη «Ζεφυρίου – Αγίας Παρασκευής», διεύθυνσης Α-Δ, εξακολουθούσε να είναι ενεργή. Βόρεια αυτής υπήρχε ένα βύθισμα, όπου είχαμε την ανάπτυξη των λιμναίων περιοχών, οι οποίες τροφοδοτούνταν από ιζήματα που προέρχονταν από υλικά διάβρωσης των γύρω ορεινών όγκων, αλλά και των μικρότερων λόφων στα νότια που δομούνταν από την αλλόχθονη ενότητα των Αθηνών. Είναι χαρακτηριστικό ότι στην κεντρική ζώνη από Πετρούπολη – Νίκαια έως Χολαργό – Ηλιούπολη δεν είχαμε ιζηματογένεση.

Σχήμα 2. Τρισδιάστατες παλαιογεωγραφικές αναπαραστάσεις του λεκανοπεδίου Αθηνών κατά το Ολόκαινο (α), το Μέσο Πλειστόκαινο (β), το ανώτερο Πλειόκαινο (γ) και το ανώτερο Μειόκαινο (δ).

4.3 Μέσο Πλειστόκαινο (800.000-500.000 χρόνια)

Κατά το Μέσο Πλειστόκαινο η κατάσταση που επικρατούσε στο λεκανοπέδιο των Αθηνών (σχ. 2γ) έμοιαζε πολύ με τη σημερινή. Τα όρη που περιέβαλλαν το λεκανοπέδιο είχαν λίγο πολύ τη σημερινή τους μορφή και η ακτογραμμή ήταν σε γενικές γραμμές στην ίδια θέση με τη σημερινή, ενώ δεν υπήρχαν καθόλου λιμναίες περιοχές.

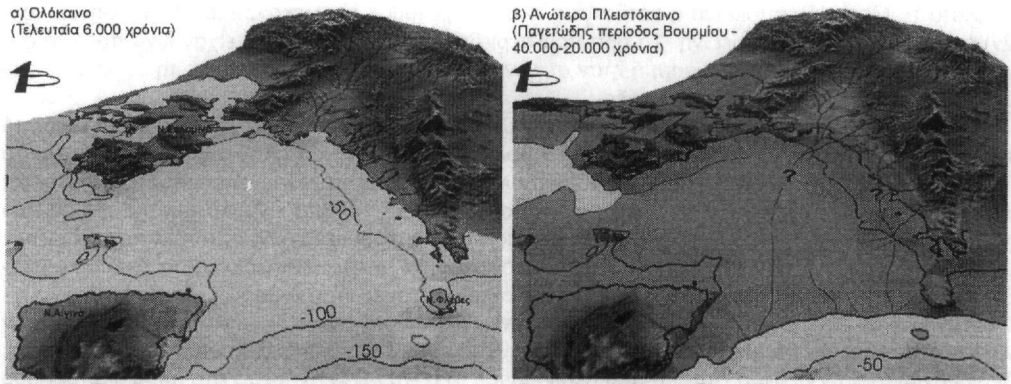
Ο Υμηττός, η Πεντέλη, η Πάρνηθα και το Αιγάλεω, που ήδη είχαν αρχίσει να διαβρώνονται από το Ανώτερο Πλειόκαινο, εξακολουθούσαν να βρίσκονται υπό καθεστώς διάβρωσης και κατά το Πλειστόκαινο, όπως άλλωστε και σήμερα. Είχαν λοιπόν δημιουργηθεί κώνοι κορημάτων, πλευρικά κορήματα και ριπίδια στις πλαγιές των βουνών αυτών. Αξιοσημείωτα είναι το μεγάλο ριπίδιο του Υμηττού στην περιοχή της Γλυφάδας και το ριπίδιο των Θρακομακεδόνων, τα οποία παρουσιάζουν μεγάλο πλάτος και πάχος εμφάνισης. Στο εσωτερικό τμήμα του λεκανοπεδίου το ανάγλυφο είχε εξομαλυνθεί αρκετά, προσεγγίζοντας σε μεγάλο βαθμό τη σημερινή του μορφή. Το φράγμα των κεντρικών λόφων που υπήρχε κατά τις προηγούμενες περιόδους έπαψε να υφίσταται. Έτσι έπαψαν να υπάρχουν λιμναίες περιοχές στο βόρειο τμήμα, καθώς το νερό βρήκε διέξοδο προς τη θάλασσα, δημιουργώντας τον Κηφισό Ποταμό που ακολούθησε το ρήγμα Β-Ν ανάμεσα στο αλπικό υπόβαθρο (Νέα Χαλκηδόνα) και τα ανωμειοκαινικά ιζήματα (Πύργος Βασιλίσσης) και σταδιακά εξελίχθηκε στη σημερινή μορφή του. Η ακτογραμμή ήταν περίπου στην ίδια θέση με σήμερα. Η τεκτονική δραστηριότητα περιορίστηκε στο δυτικό τμήμα του λεκανοπεδίου το οποίο οριοθετούνταν από τις ρηξιγενείς ζώνες των περιθωρίων του Αιγάλεω, του Ποικίλου και της Πάρνηθας. Γενικά, φαίνεται πως η τεκτονική δράση είχε αρχίσει να μετατοπίζεται προς τα δυτικά, έξω από το λεκανοπέδιο της Αθήνας. Η κύρια διεργασία που ήλεγχε το ανάγλυφο ήταν η διάβρωση, με την επακόλουθη δημιουργία κώνων κορημάτων και ριπιδίων.

4.4 Ανώτερο Πλειστόκαινο

Οι κλιματικές μεταβολές που έλαβαν χώρα κατά το Πλειστόκαινο επηρέασαν σημαντικά τη μορφή του λεκανοπεδίου. Οι εναλλαγές παγετωδών και μεσοπαγετωδών περιόδων είχαν ως αποτέλεσμα την αυξομείωση της στάθμης της θάλασσας και την προέλαση και υποχώρηση της ξηράς κατά ανάλογο τρόπο. Η σημαντικότερη πτώση στάθμης (120m) σημειώθηκε κατά το Ανώτερο Πλειστόκαινο και συγκεκριμένα κατά την τελευταία παγετώδη περίοδο του Βουρμίου (Lambeck, 1996). Σε αυτή την περίοδο η θάλασσα είχε υποχωρήσει κατά πολύ και το μεγαλύτερο τμήμα του Σαρωνικού κόλπου είχε γίνει ξηρά, με τα νησιά Αίγινα και Σαλαμίνα (σχ. 3β) να αποτελούν τη φυσική συνέχεια του λεκανοπεδίου (Μαριολάκος & Θεοχάρης, 2001). Οι ορεινοί όγκοι που περιέβαλαν το λεκανοπέδιο είχαν αποκτήσει τη σημερινή μορφή τους ενώ και οι λόφοι στο εσωτερικό του λεκανοπεδίου διέφεραν ελάχιστα. Τεκτονική δραστηριότητα υπήρχε μόνο στο δυτικό περιθώριο του λεκανοπεδίου η οποία αντιστοιχούσε αφενός στη δράση των περιθωριακών ζωνών του Αιγάλεω, του Ποικίλου και της Πάρνηθας και αφετέρου στη δράση των ρηγμάτων με διεύθυνση Α-Δ που τέμνουν τους ορεινούς αυτούς όγκους. Στο αναδυμένο τμήμα του Σαρωνικού είχε αναπτυχθεί υδρογραφικό δίκτυο, το οποίο αποτελούσε προέκταση του υδρογραφικού δικτύου που είχε διαμορφωθεί πριν την απόσυρση της θάλασσας. Ο Κηφισός ποταμός πιθανότατα έρεε νοτιότερα, δεν είναι όμως γνωστό αν συνέχιζε την πορεία του προς τα νότιο-νοτιοδυτικά ή αν άλλαζε διεύθυνση προς τα δυτικά, επηρεαζόμενος από τις ρηξιγενείς ζώνες με διεύθυνση Α-Δ που δρούσαν στην περιοχή της Σαλαμίνας.

4.5 Ολόκαινο

Η σημερινή εικόνα του λεκανοπεδίου της Αθήνας (σχ. 2δ) είναι λίγο πολύ η ίδια τα τελευταία 3-5 χιλιάδες χρόνια. Ουσιαστικά πρόκειται για μία περιοχή με χαμηλό μέσο υψόμετρο η οποία περιβάλλεται από ορεινούς όγκους διαφόρων διευθύνσεων. Στο εσωτερικό του λεκανοπεδίου παρατηρούνται γενικά περιοχές πολύ μικρής μορφολογικής κλίσης που διακόπτονται από σχετικά μικρούς λόφους, στις οποίες εμφανίζονται κυρίως Νεογενείς σχηματισμοί και αλλουβιακές και διλουβιακές αποθέσεις. Το υδρογραφικό δίκτυο παρουσιάζει ασύμμετρη ανάπτυξη. Στο βόρειο τμήμα είναι σαφώς πιο ανεπτυγμένο ενώ στο νότιο τμήμα εμφανίζονται εποχιακοί κλάδοι μικρής τάξης και μικρού μήκους οι οποίοι εκβάλλουν στον Σαρωνικό κόλπο. Τεκτονική δραστηριότητα παρατηρείται κυρίως εκτός του λεκανοπεδίου, στο χώρο της Πάρνηθας και του Θριάσιου πεδίου. Οι ανατολικές απολήξεις αυτών των ρηγμάτων εισέρχονται στο βορειοδυτικό τμήμα του λεκανοπέδίου όπου και εστιάζεται η σύγχρονη τεκτονική δραστηριότητα. Σημαντικές επίσης είναι οι ζώνες των περιθωρίων του Αιγάλεω και του ποικίλου όρους καθώς επίσης και η ρηξιγενής ζώνη του Κηφισού αλλά σε μικρότερο βαθμό από ότι στις προηγούμενες γεωλογικές περιόδους.



Σχήμα 3. Τρισδιάστατες παλαιογεωγραφικές αναπαραστάσεις του λεκανοπεδίου Αθηνών κατά το Ολόκαινο (α) και τη παγετώδη περίοδο του Βουρμίου (β).

5 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Το λεκανοπέδιο της Αθήνας διαμορφώθηκε κατά το ανώτερο Μειόκαινο, όταν έδρασαν τα περιθωριακά του ΒΒΑ-ΝΝΔ διεύθυνσης ρήγματα, στους πρόποδες των σημερινών ορεινών όγκων που το περιβάλλουν, διαμορφώνοντας μια σύνθετη μορφή ασύμμετρης τεκτονικής τάφρου. Το δυτικό περιθώριο (Αιγάλεω - Πάρνηθα) ήταν πολύ πιο έντονο σε σχέση με το ανατολικό (Υμηττός - Πεντέλη). Ταυτόχρονα, οι φάσεις των νεογενών σχηματισμών μέσα στις υπολεκάνες ιζηματογένεσης του λεκανοπεδίου ήταν ηπειρωτικές - λιμναίες προς το βόρειο τμήμα του και θαλάσσιες προς το νότιο τμήμα που επικοινωνούσε με το Σαρωνικό κόλπο. Μια μεγάλη ρηξιγενής ζώνη διεύθυνσης Α-Δ διέκρινε το βόρειο άνω τμήμα του λεκανοπεδίου – όπου επικρατούσαν λίμνες τόσο κατά το Άνω Μειόκαινο όσο και κατά το Πλειόκαινο – από το νότιο τμήμα, όπου μόνο στο νοτιοδυτικό τμήμα είχαμε λιμναίες φάσεις κατά το Άνω Μειόκαινο ενώ κατά το Πλειόκαινο είχαμε ανύψωση και διάβρωση του αναγλύφου. Το κεντρικό και ανατολικό τμήμα του λεκανοπεδίου χαρακτηρίζεται από έλλειψη σημαντικών νεογενών αποθέσεων και εκτεταμένη επιφανειακή εμφάνιση του αλπικού υποβάθρου, με εξαίρεση το νοτιοδυτικό άκρο όπου είχαμε την παράκτια θαλάσσια ιζηματογένεση.

Στο Μέσο Πλειστόκαινο διανοίγεται ο Κηφισός ποταμός ανάμεσα στους κεντρικούς λόφους που δρούσαν σαν φράγμα και ενώνει τα προηγούμενα υδρογραφικά δίκτυα του βόρειου τμήματος με το νότιο, αποστραγγίζοντας τις προηγούμενες λίμνες. Ταυτόχρονα παχειά ριπίδια καλύπτουν τα περιθώρια των ορεινών όγκων.

Έκτοτε η ακτογραμμή βρίσκεται περίπου στη σημερινή της θέση κατά τις μεσοπαγετώδεις περιόδους ενώ μετατίθεται πολύ νοτιότερα στην ισοβαθή των -120m κατά τις παγετώδεις περιόδους.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Freyberg, B., 1951. Das Neogen Gebiet Nordwestlich Athen. *Ann.Geol.Pays.Hellen.*, 3, P65-86.

Gillet S., 1938, Le Pontien saumâtre aux environs d' Athènes. *C. R. Soc. Geol. d. Fr.,* 5e série, 8, pp. 44-46. Paris.

Lepsius, R. (1893). *Geologie von Attica. Ein Beitrag zur Lehre vom Metamorphismus der Gesteine*. 1956, Berlin 1893 & μετάφραση Γ.Βουγιούκα. Βιβλιοθήκη Μαρασλή, 592σελ., Αθήνα 1906

Lambeck, K. 1996. Sea Level change and shore-line evolution in Aegean Greece since Upper Palaeolithic time, *Antiquity*, 70/269, p 588-611.

Μαριολάκος, Η. & Θεοχάρης, Δ., 2001. Μετατοπίσεις των ακτογραμμών του Σαρωνικού κατά τα τελευταία 18.000 χρόνια και η Κυχρεία παλαιολίμνη. *Δ.Ε.Γ.Ε.* XXXIV/1, σ. 405-413.

Paepe, R., 1986. Landscape changes in Greece as a result of changing climate during Quaternary. *In: Desertification in Europe, eds Fantechi, R., Margaris, Riedel.*

Παπανικολάου, Δ., Χρόνη, Γ., Λυκούση, Β., Παυλάκη, Π., Ρουσάκη, Γ. & Συσκάκη, Δ. 1989. Υποθαλάσσιος Νεοτεκτονικός χάρτης Σαρωνικού κόλπου. Κλίμακα 1:100.000, *ΟΑΣΠ - ΕΚΘΕ - Τομέας Δυναμικής Τεκτονικής Εφαρμοσμένης Γεωλογίας Πανεπιστημίου Αθηνών.*

Παπανικολάου Δ. και συνεργάτες (πάνω από 10 ονόματα) 2002. Γεωλογική – Γεωτεχνική μελέτη Λεκανοπεδίου Αθηνών. Εφαρμοσμένη Ερευνητικό πρόγραμμα. 152 σελ. Αθήνα.

Παπανικολάου, Δ., Σούκης, Κ., Λόζιος, Σ, Σκούρτσος, Ε. 2004. Η γεωλογική δομή του αλλόχθονου των «Σχιστολίθων Αθηνών». *10ο Διεθνές Συνέδριο Ε.Γ.Ε., Θεσσαλονίκη 2004, Δ.Ε.Γ.Ε. τομ. XXXVI, 2004, υπό έκδοση.*

Papp, A. 1947. Uber die Altersstellung der Congerienshichten von Trachones, Piraus und Perama in der Umgebung von Athen. *Ann. Geol. Pays Hell.* 4, p.104-111.

Papp, A., Steininger, F.F. & Georgiades-Dikaioulia, E., 1978. Biostratigraphie Und Korrelation Des Neogens Von Trachones Südlich Von Athen (Attica, Griechenland). *Ann. Geol. Pays Hell.* 29, 603-629.

Symeonidis, N. (1979). Pikermi, Field guide to the Neogene of Attica. *Publications of the Department of Geology and Paleontology, Univercity of Athens,* Series A, No 33, p. 1-14.

Χαραλαμπάκης, Σ. 1952. Συμβολή στη γνώση του Νεογενούς της Αττικής. *Ann. Geol. Pays Hell. 1*, σελ.1-156.

Χριστοδούλου, Γ. 1961. Τα τρηματοφόρα του θαλάσσιου Νεογενούς της Αττικής. *Γεωλογικές και Γεωφυσικές Μελέτες*, VII (1), Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήνα.

ABSTRACT

PALEOGEOGRAPHIC EVOLUTION OF THE ATHENS BASIN FROM UPPER MIOCENE TO PRESENT

Papanikolaou D., Bassi E.-K., Kranis H. and Danamos G.

Department of Dynamic Tectonic and Applied Geology, Faculty of Geology, National and Kapodistrian University of Athens, 15784, Athens, dpapan@geol.uoa.gr, ekbassi@geol.uoa.gr, hkranis geol.uoa.gr

The Athens basin represents a complex neotectonic asymmetric graben bounded by NNE-SSW marginal faults with much higher activity along the western side in Egaleo and Parnitha Mts than along the eastern side along Pendeli and Hymettos Mts. The activity started during Late Miocene as the presence of sedimentary sequences indicates, continental and lacustrine in the west and north and coastal marine in the southeast. An E-W fault zone divided the basin in a northern subsided part – where lakes were dominating throughout Late Miocene - Pliocene – and a southern part where lakes were occurring only during Late Miocene in the central - western part, whereas shallow marine environments dominated in the south and southeast during Late Miocene - Pliocene with the coastline being very close to the present day Acropolis and Philopapou hills. The central eastern area was in a high position with the Alpine bedrocks under erosion and constituted a barrier towards the south. This situation changed before the middle Pleistocene when Kifissos River was formed cutting through the hilly area and connected the northern drainage system with the south, which resulted in the saturation of the remnant lakes of the northern segment. At the same period very thick fans were formed at the foothills of the surrounding mountains, covering the previous neogene sediments and/or Alpine rocks. Ever since the paleogeography was similar to the present geography during the inter-glacial periods and substantially different with the coastline along the present isobath of -120m during the glacial periods, like the Wurm.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσσαλονίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

ΟΙ ΘΑΛΑΣΣΙΕΣ ΠΛΕΙΣΤΟΚΑΙΝΙΚΕΣ ΕΜΦΑΝΙΣΕΙΣ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΑΙΓΙΑΛΕΙΑΣ (Β. ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΣ)

Τρίκολας Κ.[1] , Κοσκερίδου, Ε.[2], Τσουρού, Θ.[2], Ντρίνια, Χ.[2] και Αλεξούλη-Λειβαδίτη Α.[1]

[1] *Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Σχολή Μηχανικών Μεταλλείων-Μεταλλουργών, Τομέας Γεωλογικών Επιστημών, 157 80 Αθήνα, ctgeo@metal.ntua.gr*

[2] *Εθνικό Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας, Τομέας Ιστορικής Γεωλογίας και Παλαιοντολογίας,157 84 Αθήνα.*

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η γεωλογική χαρτογράφηση στην περιοχή Αιγιαλείας κατέδειξε την ύπαρξη θαλασσίων αποθέσεων. Αυτές αποτελούν υπολείμματα θαλασσίων Πλειστοκαινικών αναβαθμίδων και θαλάσσιας φάσης στρώματα του Ανωτέρου Πλειοκαίνου, που εντοπίζονται στο νότιο αυτό τμήμα της Κορινθιακής τάφρου. Στην εργασία αυτή παρουσιάζεται η θέση και η στρωματογραφική διάθρωση των θαλασσίων Πλειστοκαινικών αναβαθμίδων, καθώς και τα απολιθώματα τα οποία βρέθηκαν. Οι αναβαθμίδες εμφανίζονται σε υψόμετρα από 30 έως 820m. Με βάση τα απολιθώματα, την στρωματογραφία των μεταλπικών αποθέσεων του υποβάθρου και την νεοτεκτονική δομή συνάγουμε ότι η ηλικία των θαλάσσιων αναβαθμίδων της περιοχής Αιγιαλείας είναι Μέσο-Ανώτερο Πλειστόκαινο.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Κατά μήκος του νοτίου περιθωρίου του Κορινθιακού κόλπου έχει αναφερθεί η ύπαρξη θαλάσσιων αναβαθμίδων τόσο ανατολικά της Αιγιαλείας, στις περιοχές Ξυλοκάστρου-Κιάτου-Κορίνθου (Dufaure et al., 1975, Sebrier, 1977, Keraudren and Sorel, 1987, Armijio et al., 1996), όσο και δυτικά στην περιοχή Ρίου (Houghton et al., 2003). Αναφορές για θαλάσσιες αποθέσεις στην περιοχή Αιγιαλείας, έχουν γίνει στην περιοχή Ακράτας από τον Πουλημένο (1991), στην παραλιακή περιοχή Ακράτας-Αιγίου και εκατέρωθεν των ρηγμάτων Ελίκης και Αιγίου από τους McNeill & Collier (2004), και από τους De Martini et al. (2004).

Κατά τη διάρκεια της γεωλογικής χαρτογράφησης του τοπογραφικού φύλλου ΑΙΓΙΟ σε κλίμακα 1:20.000, στο βόρειο τμήμα του και στο τμήμα της περιοχής Αιγιαλείας που περιλαμβάνεται στο φύλλο αυτό, εντοπίστηκαν θαλάσσιες αποθέσεις,πάνω στο μεταλπικό γεωλογικό υπόβαθρο της περιοχής,σε θέσεις βορείως της νοητής γραμμής Άνω Διακοπτό, Μαμμουσιά, Πυργάκι, Παλαιά Κουνινά. Η νοητή αυτή γραμμή αποτελεί ζώνη κανονικών, πλαγιοκανονικών ρηγμάτων.

Εδώ θα πρέπει να αναφερθεί ότι θαλάσσια απολιθώματα (Ostrea) εντοπίστηκαν για πρώτη φορά από τον Π. Τσόφλια, στη περιοχή Κουνινών, η θέση των οποίων μας υποδείχθηκε, κατά τη διάρκεια της γεωλογικής χαρτογράφησης της περιοχής.

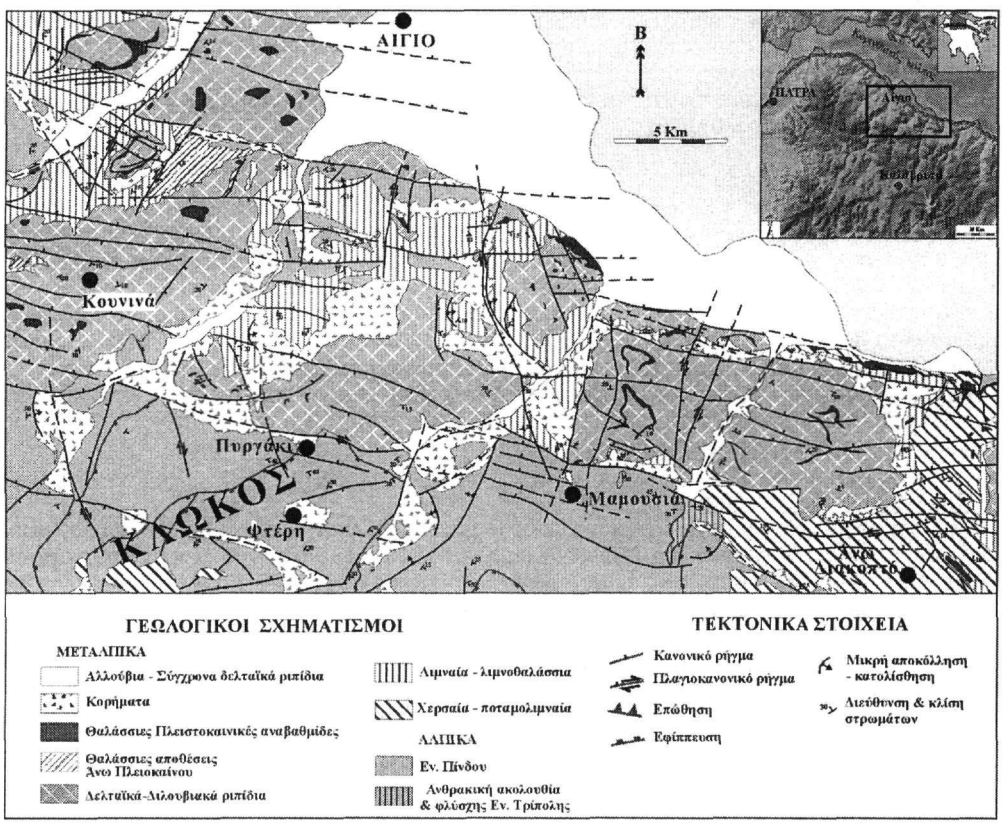
2 ΓΕΩΛΟΓΙΑ – ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ

Η περιοχή Αιγιαλείας, στην οποία αναφέρεται η παρούσα εργασία, είναι τμήμα του νοτίου περιθωρίου του Κορινθιακού κόλπου, στη βόρεια Πελοπόννησο και αποτελεί τμήμα της παράκτιας τεκτονικής τάφρου του Κορινθιακού κόλπου στην οποία έχουν αποτεθεί μεταλπικά ιζήματα. Οι μεταλπικές αποθέσεις, στην περιοχή αυτή, αναπτύσσονται στο μεν ανατολικό τμήμα και φτάνουν ως την περιοχή του όρους Χελμός σε υψόμετρα 1700 m περίπου, στο δε δυτικό τμήμα επεκτείνονται ως τις βόρειες υπώρειες του όρους Κλωκός και φθάνουν σε υψόμετρο 1000 m περίπου. Το αλπικό υπόβαθρο της περιοχής αποτελείται από σχηματισμούς της ενότητας Πίνδου ,η οποία, παρουσιάζεται με πολύ μικρές εμφανίσεις, κυρίως στο νότιο ανερχόμενο τέμαχος των ΔΒΔ-ΑΝΑ διευθύνσεως ρηγμάτων.

Η παράκτια λεκάνη-τεκτονική τάφρος, οριοθετείται δυτικά από τα ρήγματα της περιοχής Μαμουσιάς και Πυργακίου. Ανατολικά, το όριό της είναι ασαφές και φτάνει μέχρι την περιοχή Α. Διακο-

πτού (Εικ.1). Στη λεκάνη αυτή, από τα νότια όριά της ως την σημερινή περιοχή της ακτογραμμής του Κορινθιακού Κόλπου, εντοπίστηκαν θαλάσσιες αποθέσεις αναβαθμίδων. Αυτό σημαίνει ότι η θάλασσα του Κορινθιακού είχε καλύψει τις παραπάνω περιοχές, γιαυτό και η περιοχή αυτή στην παρούσα εργασία αναφέρεται ως Παλαιοκορινθιακός.

Το παράκτιο αυτό τμήμα του Παλαιοκορινθιακού (Εικ.1) δομείται από κάτω προς τα πάνω από: α. ποταμολιμναίες και λιμνοθαλάσσιες αποθέσεις (Doutsos, et al., 1988, Poulimenos et al., 1989, Mourtzos, 1990, Πουλημένος, 1991), ηλικίας Άνωτ Πλειοκαίνου-Κάτω Πλειστοκαίνου. Το πάχος των αποθέσεων αυτών αυξάνει από ανατολικά προς τα δυτικά. Στη ΒΔ περιοχή της παράκτιας τεκτονικής τάφρου (περιοχή Πετροβουνίου), εντοπίστηκαν θαλάσσιες αποθέσεις Άνω Πλειοκαινικής ηλικίας, σε πλευρική σχέση με τις λιμνοθαλάσσιες. Οι αποθέσεις αυτές βρίσκονται υπό έρευνα και δεν θα μας απασχολήσουν στην παρούσα εργασία. β. Επί των στρωμάτων αυτών αναπτύσσονται μεγάλου πάχους αποθέσεις δελταϊκών ριπιδίων τύπου Gilbert (Doutsos et al, 1988, Ori, 1989, Πουλημένος, 1991, Poulimenos, 1993, Seger & Alexander, 1993, Dart et al., 1994,), οι οποίες συνίστανται από συμπαγείς μάζες κροκαλοπαγών.Οι συμπαγείς αυτές μάζες κροκαλοπαγών χαρακτηρίζονται και ωστραπεζοειδή δελταϊκά ριπίδια (Poulimenos et al., 1993, Zelilidis & Kontopoulos,1996).Στην οροφή των δελταϊκών ριπιδίων, αναπτύσσονται εκτεταμένες επιφάνειες (terraces) οι οποίες αποτελούν υπολείμματα παλαιών δελταϊκών επιφανειών των ποταμών της περιοχής που είχαν την εκβολή τους στον Παλαιοκορινθιακό κόλπο (Seger & Alexander, 1993, Flott e 2003). Το ότι οι επιφάνειες αυτές αποτελούν υπολείμματα Πλειστοκαινικών δέλτα διαπιστώνονται και από μορφοτεκτονικά στοιχεία της περιοχής έρευνας, καθώς και από την μορφή της υποθαλάσσιας ανάπτυξης των σύγχρονων δελταϊκών ριπιδίων στη περιοχή αυτή (Παπαθεοδώρου, 1990). Οι επιφάνειες αυτές καλύπτονται από αποσαθρωμένο ελλουβιακό μανδύα πάχους ως 10 m, που αποτελείται από χαλαρά αργιλικά υλικά και κροκάλες, με χαρακτηριστικό ερυθρό χρώμα. γ. Διλουβιακές ριπιδιακές αποθέσεις εντοπίζονται στο βορειοδυτικό τμήμα της περιοχής ηλικίας Αν. Πλειστοκαίνου (Πουλημένος 1991), καθώς και στο δυτικό και βόρειο τμήμα.



Εικ. 1. Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης (Βόρειο τμήμα φύλλου ΑΙΓΙΟ).

Πάνω σε όλο αυτό το μεταλπικό γεωλογικό υπόβαθρο απαντώνται οι θαλάσσιες Πλειστοκαινικές αποθέσεις στις οποίες αναφερόμαστε, η στρωματογραφική διάθρωση και θέση των οποίων περιγράφεται πιο κάτω.

Στη περιοχή του Παλαιοκορινθιακού διαπιστώθηκαν από τη χαρτογράφηση μεγάλης κλίμακας ρήγματα, ΔΒΔ-ΑΝΑ, ΒΔ-ΝΔ και ΒΑ-ΝΑ ως Β-Ν διεύθυνσης. Στο νότιο όριο της περιοχής έρευνας εντοπίζεται οι ρηξιγενής ζώνη Άνω Διακοπτού, Μαμμουσιάς, Πυργακίου. Εμφανίζονται λιστρικά κανονικά ρήγματα ΔΒΔ-ΑΝΑ διεύθυνσης, τα οποία ελέγχουν την απόθεση των ιζημάτων της τάφρου (Doutsos & Poulimenos, 1992, Πουλημένος, 1991, Poulimenos 1993). Ορισμένα απ' αυτά εμφανίζουν κατοπτρικές επιφάνειες με κλίση που κυμαίνεται από 48° έως 85° και σχηματίζουν επιμέρους δομές κεράτων και βυθισμάτων. Τα άλματα των ρηγμάτων αυτών υπερβαίνουν τα 600 m (Πουλημένος, 1991, Flotte, 2003) , η εξέλιξη δημιουργίας των οποίων φαίνεται να συμβαίνει από Α προς τα Δ και από Ν προς Β (Flotte, 2003). Τα ρήγματα που βρίσκονται στο βόρειο τμήμα της περιοχής, κοντά στις ακτές του Κορινθιακού, είναι ενεργά και παρατηρούνται ανοδικές κινήσεις με ρυθμό που υπερβαίνει το 1mm/y (Doutsos et al., 1988, Poulimenos, 1993, Armijo et al. 1996, Flotte, 2003). Ειδικότερα, πρόσφατες έρευνες για τα ενεργά ρήγματα Ελίκης και Αιγίου δίνονται ταχύτητες ανόδου 1-2,1 mm/y (De Martini et al., 2004, Pantosti et al., 2004,McNeill &Collier,2004).

Στο παράκτιο αυτό τμήμα του Παλαιοκορινθιακού παρατηρούνται και κανονικά, πλαγιοκανονικά δεξιόστροφα και αριστερόστροφα ρήγματα με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, ΒΑ-ΝΔ έως Β-Ν. Ορισμένα από αυτά χαρακτηρίζονται ως ρήγματα μετασχηματισμού και εμφανίζουν άλματα ως 450 m (Doutsos et al., 1988, Πουλημένος, 1991, Doutsos & Poulimenos, 1992).

3 ΟΙ ΘΑΛΑΣΣΙΕΣ ΠΛΕΙΣΤΟΚΑΙΝΙΚΕΣ ΑΠΟΘΕΣΕΙΣ

Σε ολόκληρη τη περιοχή του Παλαιοκορινθιακού βρέθηκαν μικρής και σχετικά μεγάλης έκτασης θαλάσσιες αναβαθμίδες. Σε πολλές θέσεις οι μικρής έκτασης αναβαθμίδες δεν εμφανίζονται στον χάρτη (Εικ. 1), λόγω της κλίμακας χαρτογράφησης, ιδιαίτερα στο βόρειο τμήμα της περιοχής έρευνας. Σε πολλές περιπτώσεις αυτές είναι δυσδιάκριτες, λόγω της έντονης τεκτονικής παραμόρφωσης και της ίδιας λιθολογικής σύστασης, με τα υποκείμενα στρώματα.Η συστηματική μελέτη των αναβαθμίδων της περιοχής απαιτεί χαρτογράφηση μικρότερης κλίμακας.

Οι κυριότερες θαλάσσιες πλειστοκαινικές αποθέσεις από άποψη έκτασης και πάχους οι οποίες εντοπίστηκαν είναι οι παρακάτω (Εικ. 1):

- Περιοχή Άνω Διακοπτού

Σε απόσταση 1000 m περίπου ΒΑ του χωριού Άνω Διακοπτό και σε υψόμετρο 540-600 m εντοπίστηκαν αποθέσεις συμπαγών κροκαλοπαγών. Τα κροκαλοπαγή αυτά είναι σε ασυμφωνία με το υπόβαθρό τους που είναι μάργες και κροκαλοπαγή ποταμολιμναίας και λιμνοθαλάσσιας φάσης. Τα κροκαλοπαγή έχουν πάχος 60 m περίπου. Παρουσιάζονται κατακερματισμένα από ρήγματα και εμφανίζουν κοκκομετρική διαβάθμιση.Στα κροκαλοπαγή αυτά παρεμβάλλονται στρώσεις μαργαϊκού ασβεστολίθου μέσα στα οποία βρέθηκαν θραύσματα από *Cladocora caespitosa* (Gualt), *Chlamys* sp. και Cardiidae, τα οποία χαρακτηρίζουν θαλάσσιο παράκτιο περιβάλλον.

Άλλες μικρότερης έκτασης και πάχους εμφανίσεις θαλάσσιων κροκαλοπαγών βρέθηκαν σε διάφορα υψόμετρα(ως 600m) στην ευρύτερη περιοχή Α. Διακοπτού, όπως στην περιοχή Καταφύγιο και σε θέσεις ανατολικά της περιοχής Κουρκουλιά.

- Περιοχή αυχένα Μαμμουσιάς

Σε θέση ανατολικά του αρχαιολογικού χώρου Μαμμουσιάς, στον αυχένα Μαμμουσιάς, σε υψόμετρο 580 m και σχεδόν πάνω στο ΔΒΔ-ΑΝΑ διεύθυνσης διερχόμενο ρήγμα Μαμμουσιάς εντοπίστηκαν κροκαλοπαγή με ενστρώσεις άμμων μικρής έκτασης και πάχους 20 m περίπου.

Μέσα στις στρώσεις άμμων βρέθηκαν θραύσματα από *Cladocora caespitosa* (Gault).

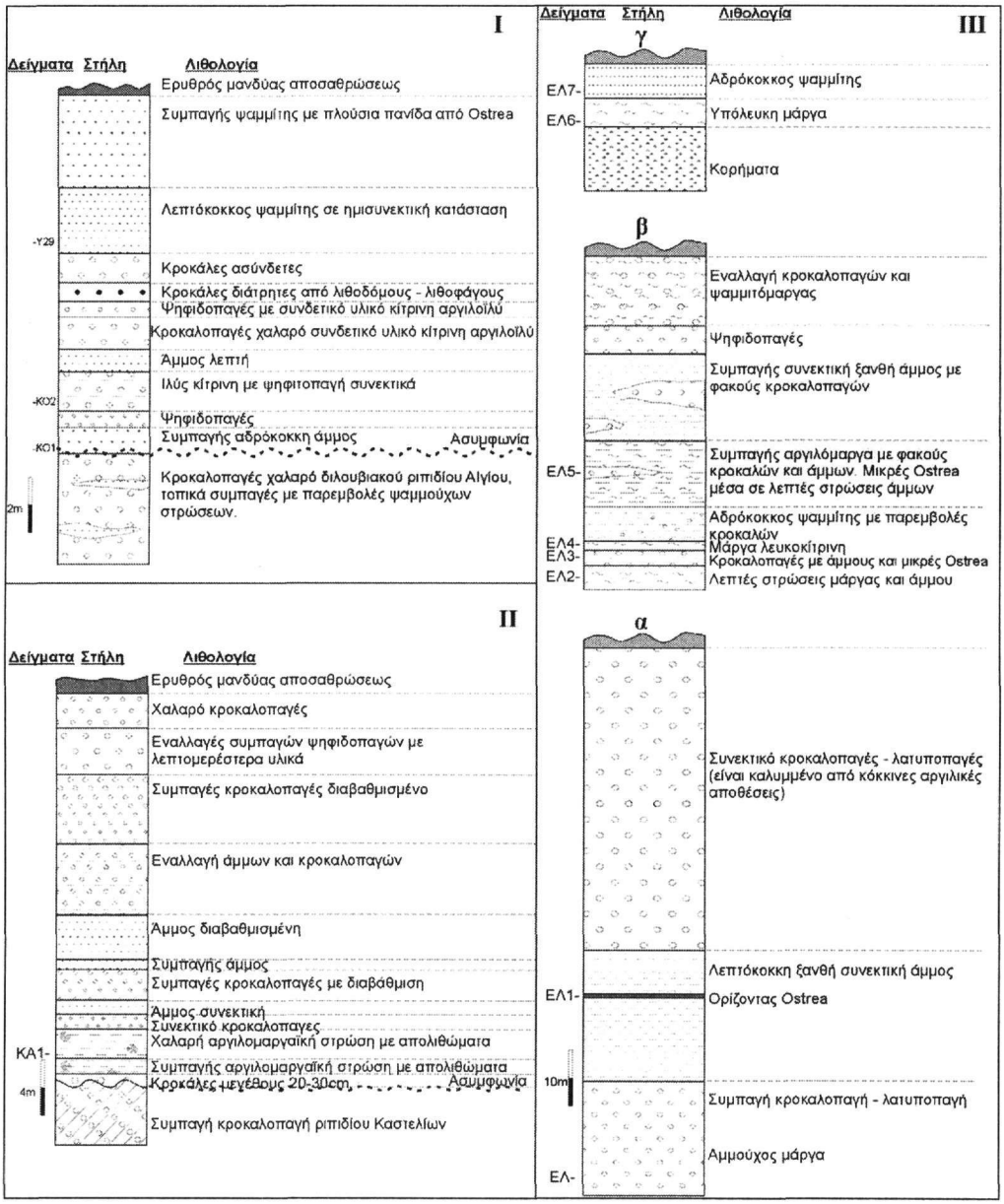
- Περιοχή Πυργάκι

Βόρεια και δυτικά του χωριού Πυργάκι βρέθηκαν μικρής έκτασης και πάχους από 3-10 m θαλάσσια συμπαγή κροκαλοπαγή τα οποία βρίσκονται στην οροφή των παλαιοεπιφανειών δέλτα των περιοχών Κολοκοτρώνη και Αγ. Λεοντίου. Τα κροκαλοπαγή αυτά έχουν διασταυρούμενες στρώσεις και διαφέρουν στην όψη από τα υποκείμενα κροκαλοπαγή των δελταϊκών ριπιδίων.

- Περιοχή Κουνινών

Στην περιοχή νότια του χωριού Κουνινά και σε κορυφές λόφων βρέθηκαν θαλάσσιας φάσης κροκαλοπαγή. Σε έναν από αυτούς, στη θέση Λάκες, σε υψόμετρο 760-780 m, και σε ασυμφωνία

με υποκείμενο σχηματισμό διλουβιακού ριπιδίου, εντοπίστηκαν τα στρώματα που περιγράφονται στη στρωματογραφική στήλη της Εικ. 2.Ι. Τα στρώματα αυτά εμφανίζονται με κλίση 15° ΝΔ.



Εικ. 2. Στρωματογραφικές στήλες θαλάσσιων αναβαθμίδων περιοχής Λάκες Κουνινών (Ι), Καστελίων (ΙΙ) και Ελίκης (ΙΙΙ).

Σε δείγματα που πάρθηκαν από τις άμμους και τις ιλύες βρέθηκαν τα βενθονικά τρηματοφόρα: *Elphidium* sp, *Cibicides. lobatulus*, *Ammonia beccarii*, *Hyanessina depressula, Valvulineria. bradyana, Cribroelphidium advenum.*Στο ανώτερο στρώμα του συμπαγούς ψαμμίτη βρέθηκε πλούσια πανίδα από: *Ostrea (Ostrea) edulis lamellosa* (Brocchi), *Ostrea* sp., *Chlamys* sp.

Επίσης, στο μεσαίο τμήμα της τομής παρατηρήθηκαν βιοδηλωτικά ίχνη από *Lithophaga lithophaga* (Linne) σε κροκάλες η μέγιστη διάμετρος των οποίων φτάνει τα 20 cm.

Σε δυο θυρίδες από *Ostrea* sp. προκειμένου να βρεθεί η ηλικία τους, εφαρμόσθηκε η τεχνική της θερμοφωταύγειας. Μετρήσεις ραδιενέργειας έγιναν επιτόπου και στο εργαστήριο από το Ινστιτούτο Επιστήμης Υλικών του Ε.ΚΕ.Φ.Ε. Δημόκριτος. Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι η ηλικία των θυρίδων είναι μεγαλύτερη των 250 ka. Ακριβής ηλικία των δειγμάτων δεν βρέθηκε, καθώς αυτή ξεπερνούσε τα χρονολογικά όρια της τεχνικής της θερμοφωταύγειας. Τα αποτελέσματα αυτά ενισχύουν την εκτιμώμενη από τον Flotte (2003) ηλικία των παλαιοεπιφανειών της περιοχής (επιφάνειες παλαιοπαραλίας δέλτα), η οποία τοποθετείται στα 340 ka.

- Περιοχή Καστέλια

Στην οροφή του δελταϊκού ριπιδίου Καστελίων (Εικ. 1) και σε τομές που εντοπίζονται σε βόρειες θέσεις (προς τον Κορινθιακό) της επιφάνειας παλαιού (πλειστοκαινικού) δέλτα, βρέθηκαν στρώματα κροκαλοπαγών τα οποία στα ανώτερα τμήματά τους εμφανίζονται συμπαγή. Σε μια τομή της περιοχής αυτής, σε υψόμετρο 760 m και σε ασυμφωνία πάνω στις αποθέσεις κροκαλοπαγών του δελταϊκού ριπιδίου, παρουσιάζονται τα θαλάσσια στρώματα της τομής Καστελίων (Εικ. 2.ΙΙ). Τα στρώματα αυτά κλίνουν 10-15° ΝΑ και έχουν πάχος 30-35 m. Στη βάση της τομής αυτής βρέθηκαν:
Μαλάκια: *Ostrea* sp., *Mytilus* sp., *Chlamys opercularis* (Lamarck), *Pecten (Pecten) jacobaeus* (Linne), Cardiidae, η συνάθροιση των οποίων χαρακτηρίζει θαλάσσιο περιβάλλον και συγκεκριμένα, την περιπαράκτια ζώνη.
Βενθονικά τρηματοφόρα:
Valvulineria bradyana, Bulimina elongata, Ammonia beccarii, Cibicides sp., *Cibicides lobatulus.*
Οστρακώδη: *Cyprideis* sp.και πλαγκτονικά τρηματοφόρα.

- Περιοχή Βουνί Μαμμουσιάς – Αγ. Απόστολοι

Στην περιοχή αυτή οι θαλάσσιες αποθέσεις εμφανίζονται όπως και στην περιοχή Καστελίων, σε τομές των βορείων πρανών, του ανώτερου τμήματος του δελταϊκού ριπιδίου Μαμμουσιάς και σε υψόμετρο 780-820 m. Στις τομές αυτές παρατηρούνται θαλάσσιας φάσης χαλαρά κροκαλοπαγή, χωρίς σαφή διαχωρισμό από αυτά του δελταϊκού ριπίδιου, με διασταυρούμενη στρώση και πεπλατυσμένες κροκάλες. Σε δείγματα από λεπτομερείς αμμοϊλυώδεις στρώσεις που πάρθηκαν από διάφορες θέσεις βρέθηκε το βενθονικό τρηματοφόρο *Valvulineria bradyana* και θραύσματα από *Ostrea*. Βρέθηκαν επίσης αποτυπώματα από Cardiidae πάνω σε ιζήματα μαργαϊκού ασβεστόλιθου στην παλαιοεπιφάνεια της περιοχής. Το μέγιστο πάχος των θαλασσίων αποθέσεων υπολογίζεται σε 40m περίπου.

- Περιοχή Αγ. Ηλία Κουνινών

Η περιοχή αυτή βρίσκεται 1700 m περίπου Δ-ΒΔ του χωριού Κουνινά σε υψόμετρο 570-580 m. Μέσα σε στρώματα μαργών-αμμούχων μαργών τα οποία πλευρικά μεταβαίνουν σε χαλαρά κροκαλοπαγή και αργίλους, χωρίς καμία σταθερότητα στη διάταξη των στρώσεων και του πάχους των, βρέθηκαν:
Μαλάκια: *Ostrea (Ostrea) edulis lamellosa* (Brocchi), *Pecten (Pecten) jacobaeus* (Linne).
Βενθονικά τρηματοφόρα: Cibicides lobatulus, Gavelinopsis praegeri, Valvulineria bradyana, Reusella spinulosa,
καθώς και βελόνες εχίνων.

Το πάχος των θαλασσίων αποθέσεων της θέσεως αυτής δεν είναι μεγαλύτερο των 20 m.

- Περιοχή Τράπεζας

Στην ευρύτερη περιοχή Τράπεζας εμφανίζονται σε διάφορα υψόμετρα θαλάσσιες αναβαθμίδες. Αυτές λιθολογικά αποτελούνται από εναλλαγές κροκαλοπαγών και άμμων. Οι αποθέσεις αυτές στη βάση τους είναι χαλαρές και εξελίσσονται στους ανώτερους ορίζοντες σε συμπαγείς πάγκους. Αναπτύσσονται ασύμφωνα πάνω στα ποταμολιμναία και λιμνοθαλάσσια ιζήματα του υποβάθρου. με πάχος που φτάνει τα 60m. Το μεγαλύτερο πάχος των αποθέσεων αυτών εμφανίζεται στο βόρειο τμήμα προς τον Κορινθιακό κόλπο. Χαρακτηριστική τέτοια εμφάνιση είναι αυτή πάνω στην οποία είναι κτισμένο το χωριό Τράπεζα, σε υψόμετρο 140 m περίπου. Χαρακτηριστικές εμφανίσεις θαλάσσιων κροκαλοπαγών βρέθηκαν στη θέση Αγ. Κων/νος Τράπεζας σε υψόμετρο 280 m, στη περιοχή Πλεχτή σε υψόμετρα 120, 300 και 400m,όπου στην εμφάνιση του υψομέτρου των 300m, μέσα στα κροκαλοπαγή βρέθηκε το απολίθωμα *Patella safiana* (Lamarck),. Στο σημείο αυτό πρέπει να σημειωθεί ότι η παρουσία της *Patella safiana* (Lamarck), υποδεικνύει ότι η ηλικία των στρωμάτων στα οποία περιέχεται δεν είναι αρχαιότερη του Μέσου Πλειστοκαίνου. Επιπλέον οι McNeill&Collier (2004) αναφέρουν την παρουσία ακολουθίας αναβαθμίδων, υψομέτρου πάνω από 200m, στην περιοχή δυτικά του Λαδοποτάμου, καθώς και ανατολικά της Τράπεζας στην περιοχή του Πλάτανου που είναι ανυψωμένες στα 350-400m.

Στη θέση Βίγλα Τράπεζας και στη βάση των κροκαλοπαγών, σε υψόμετρο 120 m μέσα σε φακοειδείς ενστρώσεις από αργίλους και ψαμμούχες μάργες βρέθηκαν:

Μαλάκια: *Pecten (Pecten) jacobaeus* (Linne), *Ostrea (Ostrea) edulis lamellosa* (Brocchi), *Chlamys (Aequipecten) seniensis* (Lamarck), *Anomia (Anomia) ephippium* (Linne)

Οστρακώδη: *Lindisfarnia turbida* (Muller), *Xestoleberis sp., Pterygocythereis* sp., *Leptocythere* sp., *Bosquetina dentata* (Muller), *Costa edwardsii* (Roemer), τα οποία χαρακτηρίζουν σχετικά αβαθή (~20m) ήσυχα θαλάσσια περιβάλλοντα (Bonaduce et al. 1975, Guernet et al. 2003).

Βενθονικά Τρηματοφόρα: Hyalinea balthica, Bolivina spathulata, Cassidulina carinata, Valvulineria bradyana, Asterigerinata planorbis, Gavelinopsis praegeri, καθώς και πλαγκτονικά τρηματοφόρα.

Περιοχή βόρειου πρανούς Αγ. Αποστόλων

Στο βόρειο πρανές του δελταϊκού ριπιδίου Μαμμουσιάς – Αγ. Αποστόλων εμφανίζονται θαλάσσιες αναβαθμίδες με χαλαρά κροκαλοπαγή μικρού πάχους. Στη θέση Αγ. Στέφανος πάνω σε μικρής έκτασης επίπεδη επιφάνεια (terrace) απαντώνται συμπαγή μπλοκ κροκαλοπαγών, υπερκείμενα χαλαρών κροκαλοπαγών πάχους 3-4 m μέσα στα οποία βρέθηκαν θραύσματα γαστερόποδων και *Ostrea*. Βρέθηκαν επίσης τα βενθονικά τρηματοφόρα:
Coryphostoma sp., *Valvulineria bradyana, Elphidium* sp., *Ammonia beccarii, Gavelinopsis praegeri.*

Η εμφάνιση αυτή βρίσκεται σε υψόμετρο 120 m, στο βόρειο βυθιζόμενο τέμαχος του ρήγματος Τράπεζας και είναι σε ασυμφωνία με τα υποκείμενα κροκαλοπαγή του δελταϊκού ριπιδίου Μαμμουσιάς.

Σε άλλη θέση στην ίδια περιοχή και σε τομή που βρίσκεται στο πρανές μικρής έκτασης αναβαθμίδας, σε υψόμετρο 320 m μέσα σε στρώσεις άμμων και κροκαλοπαγών, βρέθηκαν θραύσματα από *Ostrea* και τα βενθονικά τρηματοφόρα *Elphidium* sp., *Ammonia beccarii, Cibicides. lobatulus, Hyanesina depressula.*

- Περιοχή αρχαιολογικού χώρου Κερύνειας

Στη θέση του αρχαιολογικού χώρου Κερύνειας σε υψόμετρο 300 m βρέθηκαν τεμάχη συμπαγών κροκαλοπαγών πάχους 1-2 m πάνω σε λιμνοθαλάσσιας φάσης στρώματα αμμούχων μαργών με μικρο-γαστερόποδα. Η θέση αυτή βρίσκεται στο νότιο ανερχόμενο τέμαχος του ρήγματος Ελίκης.

- Περιοχή Ελίκης

Στο πρανές που βρίσκεται νότια των χωριών Ελίκη και Νικολέικα, στο ανερχόμενο τέμαχος του ρήγματος Ελίκης, βρέθηκαν θαλάσσιες αναβαθμίδες. Στη περιοχή του πρανούς ως το υψόμετρο των 500 m παρατηρούνται πολλές μικρές σχεδόν οριζόντιες επιφάνειες, στο B-BA τμήμα των οποίων παρατηρήθηκαν ασύνδετες μάζες χαλαρών κροκαλοπαγών, πάχους ως 5 m. Σε τρεις από αυτές που βρίσκονται σε υψόμετρο από 60 έως 200 m εμφανίζονται διαδοχικά τα στρώματα που περιγράφονται στην Εικ. 2. III α,β,γ. Τα στρώματα αυτά είναι σχεδόν οριζόντια και αναπτύσσονται παράλληλα στο πρανές, πάνω σε υπόβαθρο διλουβιακού ριπιδίου.

Στα δείγματα που εξετάστηκαν από τις τομές βρέθηκαν:

Δείγμα $ΕΛ_1$: Μαλάκια: *Ostrea (Ostrea) edulis lamellosa* (Brocchi), *Chlamys opercularis* (Lamarck)
Οστρακώδη: *Loxoconcha* sp., *Pontocythere elongata* (Brady), *Bairdia* sp. *Semicytherura* sp.

Δείγμα $ΕΛ_2$: Οστρακώδη: *Cytheridea neapolitana.*

Δείγμα $ΕΛ_3$: Μαλάκια: *Ostrea sp.*
Βενθονικά τρηματοφόρα: *Hyalinea balthica.*

Δείγμα $ΕΛ_4$: Βενθονικά τρηματοφόρα: *Ammonia Beccarii, Elphidium* sp.

Δείγμα $ΕΛ_5$: Μαλάκια: *Ostrea (Ostrea) edulis lamellosa (Brocchi).*
Οστρακώδη: *Cytheridea neapolitana, Cyprideis* sp., *Costa* sp..

Δείγμα $ΕΛ_6$: Βενθονικά τρηματοφόρα: *Ammonia beccarii, Bulimina elongata, Gavelinopsis praegeri.*

Δείγμα $ΕΛ_7$: Μαλάκια: *Ostrea (Ostrea) edulis lamellosa* (Brocchi).

Στις συγκεντρώσεις οστρακωδών των δειγμάτων αυτής της τομής κυριαρχεί το είδος *Cytheridea neapolitana,* το οποίο χαρακτηρίζει ελαφρώς βαθύ παράκτιο περιβάλλον (Guernet *et al.* 2003).

Η παρουσία του βενθονικού τρηματοφόρου *Hyalinea balthica* στη τομή 2.IIIβ πιστοποιεί ότι η εν λόγω ακολουθία έχει ηλικία νεότερη του Κατ. Πλειστόκαινου (F.D. 1,493 Ma). Οι McNeil&Collier

(2004) και οι De Martini et al. (2004) με βάση ραδιοχρονολογήσεις που πραγματοποίησαν σε δείγματα από περιοχές του νοτίου ανερχομένου πρανούς του ρήγματος Ελίκης, έδωσαν ηλικία Αν. Πλειστόκαινο.

- Περιοχή Πήλιουρα

Στη βάση μιας σγεδόν επίπεδης αναβαθμίδας, βρέθηκε μικρή εμφάνιση κροκαλοπαγών πάχους περίπου 50 m. Τα κροκαλοπαγή αυτά βρίσκονται σε υψόμετρο 460 m και είναι ασύμφωνα πάνω σε λιμνοθαλάσσιες αμμούχες μάργες. Μέσα σε αυτά βρέθηκαν κροκάλες διαμέτρου μέχρι 20 cm με βιοδηλωτικά ίχνη από *Lithophaga lithophaga* (Linne)

- Περιοχή ΒΔ τμήματος του φύλλου

Στο ΒΔ τμήμα της περιοχής έρευνας και στις περιοχές Ανδραούστα, Τραπεζά, Κούμαρης και Πετροβούνι Κουνινών αναπτύσσονται ευρείας έκτασης, καθώς και μεμονομένες θαλάσσιες αποθέσεις αναβαθμίδων. Οι εμφανίσεις αυτές βρίσκονται σε ασυμφωνία με υποκείμενα στρώματα λιμνοθαλάσσιας φάσης και διλουβιακού ριπιδίου.

Στη περιοχή Ανδραούστα εμφανίζονται πάγκοι κροκαλοπαγών το πάχος των οποίων φτάνει τα 60 m περίπου και βρίσκονται σε υψόμετρα 250-300 m. Στην περιοχή αυτή κάτω από συμπαγείς πάγκους κροκαλοπαγών θαλάσσιας φάσης, πάχους ως 15 m περίπου, αναπτύσσονται χαλαρά κροκαλοπαγή ενδιάμεσα στα οποία παρεμβάλονται φακοειδούς μορφής ενστρώσεις αμμούχων μαργών, αργίλων και άμμων, το πάχος των οποίων τοπικά φτάνει τα 40 m. Σε τομή των στρωμάτων αυτών βρέθηκαν:

Μαλάκια, *Chlamys (Flexopecten) flexuosa* (Poli), *Ostrea (Ostrea) edulis lamellosa* (Brocchi), βενθονικά Τρηματοφόρα, *Ammonia beccari*, *Elphidium crispum*, *Cibicides lobatulus* (Walker & Jacob).

Στη περιοχή του λόφου Τραπεζά, νότια του χωριού Κούμαρης, εμφανίζονται συμπαγή κροκαλοπαγή πάχους 20 m περίπου τα οποία βρίσκονται σε υψόμετρο 400 m. Στην περιοχή Κούμαρης οι De Martini et al. 2004 πραγματοποίησαν ραδιοχρονολόγηση με μέθοδο U/Th σε θαλάσσια κελύφη που πάρθηκαν από υψόμετρο 360 m, η οποία έδωσε ηλικία 0,3Ma

Στη περιοχή Πετροβούνι Κουνινών σε δύο θέσεις βρέθηκαν συμπαγή θαλάσσια κροκαλοπαγή σε υψόμετρα 400 και 560 m. Το πάχος των εμφανίσεων αυτών δεν υπερβαίνει τα 40 m. Τα κροκαλοπαγή αυτά έχουν διασταυρούμενες στρώσεις και οι κροκάλες τους έχουν χαρακτηριστική πεπλατυσμένη μορφή. Ξπίσης στη περιοχή Πετροβουνίου εντοπίστηκαν θαλάσσια στρώματα με αξιόλογη πανίδα μεταξύ των οποίων βρέθηκε το πλαγκτονικό τρηματοφόρο *Globorotalia inflata* το οποίο σε συνδυασμό με δεξιόστροφες *Neogloboquadrina* sp. δίνει Άνω Πλειοκαινική ηλικία Στην περιοχή αυτή η έρευνα συνεχίζεται.

Περιοχή Αιγίου

Στην περιοχή της παλαιοεπιφάνειας (terrace) Αιγίου-Βουλωμένου εντοπίστηκαν μικρής έκτασης μεμονωμένες υπολειμματικές εμφανίσεις άμμων και κροκαλοπαγών θαλάσσιας φάσης, που αναπτύσσονται σε υψόμετρα ως 250 m.. Αυτές, επικάθονται πάνω σε στρώματα διλουβιακού ριπιδίου ίδιας λιθολογίας. Σε τομή της περιοχής του λιμανιού Αιγίου και σε υψόμετρο 30 m, μέσα σε συμπαγή πάγκο αδρόκοκκου ψαμμίτη πάχους 3 m περίπου, βρέθηκαν θραύσματα από *Ostrea*.

Στην ίδια περιοχή του Αιγίου οι De Martini et al (2004) αναφέρουν την ύπαρξη τεσσάρων αναβαθμίδων ανύψωσης ως 230 m, με τέτοια διευθέτηση που υποδεικνύουν την ύπαρξη ενός παλαιοκόλπου μεταξύ των ρημάτων Αιγίου και Ελίκης.

4 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Από τα παραπάνω αναφερόμενα στοιχεία συνάγεται ότι οι θαλάσσιες αποθέσεις που εντοπίστηκαν στη περιοχή Αιγ:αλείας (φύλλο ΑΙΓΙΟ) είναι: α) αποθέσεις οι οποίες βρέθηκαν στο ΒΔ τμήμα της περιοχής (περιοχή Πετροβουνίου), ηλικίας Ανωτ. Πλειοκαίνου. Οι εμφανίσεις αυτές βρίσκονται υπό έρευνα, και β) αποθέσεις που βρέθηκαν σε όλη σχεδόν την περιοχή της τεκτονικής τάφρου του Παλαιοκορινθιακού, που είναι υπολείμματα Πλειστοκαινικών αναβαθμίδων.

Οι Πλειστοκαινικές θαλάσσιες αποθέσεις εμφανίζονται βόρεια των τεκτονικών γραμμών των περιοχών Α. Διακοπτό, Μαμμουσιά, Πυργάκι, Κουνινά, που συνιστούν το νοτιότερο όριο του Παλαιοκορινθιακού. Έχουν μικρή έκταση εμφάνισης και πάχος που κυμαίνεται από 3 m έως 60 m. Εντοπίστηκαν σε υψόμετρα από 30 έως 820 m. Η στρωματογραφική τους διάρθρωση είναι κυρίως στρώματα κροκαλοπαγών και άμμων, και κατά περιοχές αμμούχων μαργών και αργίλων που συνήθως απαντώνται στα κατώτερα στρώματα. Η εγκλεισμένη στα θαλάσσια στρώματα πανίδα, δείχνει ότι πρόκειται για παράκτιες αποθέσεις ρηχής φάσης. Οι θαλάσσιες αποθέσεις βρίσκονται σε ασυμφωνία πάνω στο μεταλπικό υπόβαθρο.

Τα γεωλογικά δεδομένα και τεκτονικά στοιχεία μας επιτρέπουν να διατυπώσουμε ότι το όριο της θάλασσας του Κορινθιακού κατά τη περίοδο του Ανωτ. Πλειοκαίνου-Κατ. Πλειστοκαίνου ήταν στη νοητή γραμμή Α. Διακοπτό, Μαμμουσιά, Πυργάκι, Κουνινά, καθώς οι λιμνοθαλάσσιες αποθέσεις (Ανώτερο Πλειόκαινο-Κατώτερο Πλειστόκαινο) απαντούν μέχρι το όριο αυτό. Ένα μικρό τμήμα των λιμνοθαλάσσιων αποθέσεων βρίσκεται νότια του ρήγματος Μαμουσιάς και σε μικρή απόσταση από αυτό, ενώ θαλάσσιες αποθέσεις αυτής της ηλικίας βρίσκονται στο ΒΔ τμήμα της περιοχής (περιοχή Πετροβουνίου). Τα ρήγματα Μαμουσιάς και Πυργακίου φαίνεται ότι δημιουργήθηκαν κατά την περίοδο του Κατ-Μέσου Πλειστοκαίνου, περίοδο κατά την άποψή μας, απόθεσης των δελταϊκών ριπιδίων σε θαλάσσιο περιβάλλον. Ειδικότερα για τις αποθέσεις των δελταϊκών ριπιδίων αναφέρεται ηλικία 1±0,2 Ma (Moretti et al., 2003). Επομένως οι κινήσεις των ρηγμάτων Μαμουσιάς και Πυργακίου ρύθμισαν την απόθεση των λιμνοθαλασσίων ιζημάτων και την θέση της θάλασσας την περίοδο Ανώτ. Πλειόκαινο-Κατώτ. Πλειστόκαινο, αλλά και των νεώτερων αποθέσεων των δελταϊκών ριπιδίων. Ανάλογη περίπτωση παρατηρείται σήμερα στα ρήγματα Ελίκης και Αιγίου, οι κινήσεις των οποίων ρυθμίζουν τις αποθέσεις των ποταμών της περιοχής, σχηματίζοντας τα σύγχρονα αλλουβιακά ριπίδια.

Επομένως, το υψόμετρο και η θέση εμφάνισης των θαλασσίων αναβαθμίδων συνδέεται άμεσα με την έντονη ενεργή νεοτεκτονική της περιοχής του νοτίου περιθωρίου της Κορινθιακής τάφρου. Ιδιαίτερα η θέση εμφάνισης ορισμένων αποθέσεων, που εντοπίζεται στην οροφή των αποθέσεων των δελταϊκών ριπιδίων και στο βόρειο τμήμα των παλαιών δέλτα των ποταμών της περιοχής καθώς και πλευρικά αυτών, δείχνει ότι η απόθεση έγινε σε συνθήκες τεκτονικής ανόδου των περιοχών και μετακίνησης της εκάστοτε ακτογραμμής προς βορρά. Τα μεγάλα υψόμετρα εμφάνισης των θαλασσίων αποθέσεων μπορούν να αιτιολογηθούν, αν λάβουμε υπόψη μας τα μεγάλα άλματα των ρηγμάτων που διαπιστώνονται στην περιοχή. Πράγματι, αν μιλήσουμε μόνο για τα κύρια ρήγματα, Μαμουσιάς, Πυργακίου, στο νότιο τμήμα της περιοχής, αυτά εμφανίζουν άλματα μεγαλύτερα των 600 m (Πουλημένος 1991, Flotte, 2003), η δε ηλικία δράσης αυτών είναι, όπως φαίνεται και από τη δομή της περιοχής, μετά το Κ. Πλειστόκαινο. Στο βόρειο τμήμα της περιοχής κοντά στις σημερινές ακτές του Κορινθιακού στα κύρια ρήγματα Τράπεζας, Ζαχλωρίτικων και Ελίκης διαπιστώνονται άλματα της τάξης των 400, 300 και 700 m αντίστοιχα. Η δράση του ενεργού ρήγματος της Ελίκης τοποθετείται μετά το Μ. Πλειστόκαινο (Πουλημένος, 1991), από 0,4 Ma (Flotte, 2003),από 125-200 Ka (Moretti et al., 2003) και από 200-250 ka (De Martini et al., 2004), μέχρι σήμερα.

Από τα στοιχεία της γενικότερης έρευνας που διεξάγεται στην περιοχή του φύλλου ΑΙΓΙΟ φαίνεται ότι, η έντονη ρηξιγενής νεοτεκτονική κατάτμηση της περιοχής έχει δημιουργήσει ρηξιτεμάχη τα οποία ανυψώθηκαν, και συνεχίζουν να ανυψώνονται στο βόρειο τμήμα του φύλλου, ενώ ταυτόχρονα στρέφονται σε Α, ΝΑ κατεύθυνση, με αποτέλεσμα την ανύψωση των τεμαχών και κατά συνέπεια των Πλειστοκαινικών θαλασσίων αποθέσεων σε υψόμετρα μέχρι 800 m.

Αν λάβουμε υπόψη μας ότι η νεοτεκτονική εξέλιξη της περιοχής φαίνεται να έχει γίνει από Α προς Δ και απο Ν προς Β (Flotté, 2003), θα πρέπει οι νοτιότερες θαλάσσιες εμφανίσεις να είναι αρχαιότερες αυτών που απαντώνται στο βόρειο τμήμα. Στην περιοχή του ανατολικού Κορινθιακού, η ηλικία των αρχαιότερων αναβαθμίδων που έχουν χρονολογηθεί, κυμαίνεται από 312-350 ka (Collier et al., 1992, Armijio et al., 1996). Το βέβαιο είναι ότι, η θέση της θαλάσσιας ακτής της περιοχής ρυθμίζεται κατά κύριο λόγο από τις κινήσεις των ρηγμάτων και λιγότερο ίσως από ευστατικές κινήσεις.

Η εύρεση της *Hyalinea balthica* σε τομές των περιοχών Τράπεζας και Ελίκης που βρίσκονται σε ένα μέσο υψόμετρο 150 m δείχνει ότι οι αποθέσεις αυτές είναι νεότερες του Κατ. Πλειστοκαίνου. Η εκτίμηση της ηλικίας που έγινε στα δείγματα *Ostrea* της περιοχής Λάκες Κουνινών, σε υψόμετρο 760m, η οποία είναι μεγαλύτερη των 250ka, και η εκτίμηση ηλικίας των 340ka της παλαιοεπιφάνειας Κουνινών, που δίδεται από τον Flotte (2003), δείχνει ότι, η απόθεση των στρωμάτων αυτών έγινε τουλάχιστο στο Μέσο Πλειστόκαινο. Από τα υπόλοιπα παλαιοντολογικά ευρήματα δεν μπορεί να προσδιοριστεί η ηλικία των θαλασσίων αποθέσεων, ώστε να μπορούν να διαχωριστούν χρονολογικά και να δοθούν σαφείς γραμμές παλαιοακτών.

Σύμφωνα με τα παραπάνω, εκτιμούμε ότι η ηλικία των θαλασσίων αναβαθμίδων της περιοχής είναι Μ.- Α. Πλειστόκαινο με αρχαιότερες τις εμφανιζόμενες στις νοτιότερες θέσεις της περιοχής έρευνας. Η εκτίμηση αυτή είναι σύμφωνη με τα πλαίσια ηλικίας που δίνεται στην αρχαιότερη αναβαθμίδα της περιοχής Ξυλοκάστρου (Sebrier 1977, Keraudren & Sorel, 1987), με την ηλικία των παλαιών δελταϊκών επιφανειών στα άκρα των οποίων διαπιστώνονται θαλάσσιες αποθέσεις, 330-340 ka (Flotte 2003), με την ηλικία 300 ka (De Martini *et al.*, 2004) που δίνεται για αναβαθμίδα της περιοχής Κούμαρης Αιγίου, καθώς και με την ηλικία Ανωτ. Πλειστόκαινου που δίνουν οι De Martini et al (2004) για τις αναβαθμίδες που εμφανίζονται κοντά στον Κορινθιακό κόλπο, στο ανερχόμενο τέμαχος του ρήγματος Ελίκης.

Από το μέγιστο υψόμετρο εμφάνισης των θαλασσίων στρωμάτων και την ηλικία των 340 ka που δίνεται από τον Flotté (2003) για τις επιφάνειες των παλαιών δέλτα (terrace) εκτιμάται ότι η ταχύτητα ανύψωσης ολόκληρου του νοτίου αυτού τμήματος της Κορινθιακής τάφρου την περίοδο του Πλειστοκαίνου είναι 2,35 mm/y.

Ευχαριστίες

Ευχαριστούμε την Δρ. Α. Αντωναράκου, του τομέα Ιστορικής Γεωλογίας και Παλαιοντολογίας του Πανεπιστημίου Αθηνών, για τους προσδιορισμούς των πλακτονικών τρηματοφόρων και την Δρ. Ε. Βαρδαλά-Θεοδώρου, του Μουσείου Φυσικής Ιστορίας Γουλαδρή, για τους προσδιορισμούς απολιθωμάτων των περιοχών Λάκες και Πετροβούνι Κουνινών.

Ευχαριστούμε επίσης τους Δρ. Ν. Ζαχαριά, Δρ. Χ. Μιχαήλ και Π. Μπακανδρέα του Ινστιτούτου Επιστήμης υλικών του Ε.ΚΕ.Φ.Ε. Δημόκριτος για τη χρονολόγηση δειγμάτων.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Armijo, R., Meyer, B., King, G.C.P., Rigo, A. and Papanastassiou, D., 1996. Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophy. Journal. Inter.* 126, I, 11-53.

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

Collier, R.E.Ll., Leeder, M.R., Rowe, P.J. and Atkinson, T.C., 1992. Rates of tectonic uplift in the Corinth and Megara Basins, central Greece. *Tectonics*, 11, 1159-1167.

Dart, C. J., Collier, R. E. Ll., Gawthorpe, R. L., Keller, J. V. A., and Nichols, G., 1994. Sequence stratigraphy of (?)Pliocene-Quaternary synrift, Gilbert-type fan deltas, northern Peloponnesos, Greece. *Marine and Petroleum Geology*. 11(5), 545-560.

De Martini, P.M., Pantosti, D., Palyvos, N., Lemeille, F., McNeil, L. & Collier, R., 2004. Slip rates of the Aigion and Eliki Faults from uplifted marine terraces, Corinth Gulf, Greece. *C. R. Geoscience* 336, 325-344.

Doutsos, T. and Poulimenos, G., 1992. Geometry and Kinematics of active faults and their seismotectonic significance in the Western Corinth-Patras rift (Greece). *Jour. of Str. Geol.* Vol. 14. No 6, 689-699.

Doutsos, T., Kontopoulos, N. and Poulimenos, G., 1988. The Corinth-Patras rift as the initial stage of continental fragmentation behind an active island arc (Greece). *Basin Research*. I. 177-190.

Dufaure, J.J., Keraudren, B. et Sebrier, M., 1975. Les terrasses de Corinthie : chronologie et deformations. *C.R.Acad. Sci. Paris* 281, 1943-1945.

Flotté, N., 2003. Caracterisation structurale et cinematique d' un rift sur detachement : Le rift de Corinth-Patras, Grece. *These. Univ. De Paris-sud*. 197p.

Guernet, Cl., Lemeille, F., Sorel, D., Bourdillon, Ch., Berge-Thierry, C. & M. Manakou (2003). Les Ostracodes et le Quaternaire d'Aigion (golfe de Corinthe, Grèce): Ostracodes and Quaternary from Aigion (gulf of Corinth, Greece). *Revue de Micropaléontologie*, vol. 46, Iss. 2, p. 73-93.

Houghton, S., Roberts, G., Papanikolaou, J., McArthur, J. and Gilmour, M., 2003. New $^{234}U^{230}$-Th coral dates from the western gulf of Corinth. Implications for extensional tectonics. *Geophys. Research Letters*. Vol 30 No 19.

Keraudren, B. and Sorel, D., 1987. The terraces of Corinth (Greece) – A detailed record of eustatic sea – level rariations during the last 500,000 years *Marine Geology*. 77, 99-107.

McNeill, L.C. and Collier, R.E.L., 2004. Uplift and slip rates of the eastern Eliki fault segment, Gulf of Corinth, Greece, inferred from Holocene and Pleistocene terraces. *J. Geol. Soc. London*, 161, 81-92.

Micarelli, L., Moretti, I. and Daniel, J.M., 2003. Structural properties of rift-related normal faults: the case study of the Gulf of Corinth, Greece. *Journal of Geodynamics*, 36(1-2), 275-303.

Moretti, I., Sakellariou, D., Lykoysis, V. και Micarelli, L., 2003. The Gulf of Corinth: an active half graben? *Journal of Geodynamics*. Article in press.

Mourtzos, T., 1990. Palynologische Untersuchungen zur Palaoklimatologie und Stratigraphie der Postorogen Sentimente des NW Peloponnes. Ph.d. Thesis, Univ. Münster, 179 p.

Ori, G.G., 1989. Geological history of the extensional basin of the Gulf of Corinth (?Miocene-Pleistocene), Greece. *Geology*, 17, 918-921.

Pantosti, D., De Martini, P.M., Koukouvelas, I., Stamatopoulos, L., Palyvos, N., Pucci, S., Lemeille, F. and Pavlides, S., 2004. Palaeoseismological investigations of the Aigion Fault (Gulf of Corinth, Greece). *C. R. Geosciences*, 336(4-5), 335-342.

Παπαθεοδώρου, Γ., 1990. Διεργασίες σύγχρονης ιζηματογένεσης στο Κορινθιακό κόλπο. *Διδακτ. Διατριβή Παν/μιο Πατρών*, Ι Τόμος, 68 σελ.

Πουλημένος, Γ., 1991. Τεκτονική ανάλυση και ιζηματολογία του δυτικού τμήματος της κορινθιακής τάφρου. Διδακτ. διατριβή *Παν/μιο Πατρών*, 298 σελ.

Poulimenos, G., 1993. Tectonics and sedimentation in the western Corinth, Greece. *N. Jb.Geol. Palaont. Mh.* 10, 607-630 Stuttgart.

Poulimenos, G., Albers, G. and Doutsos, T., 1989. Neotectonic Evolution of the Central Section of the Corinth Graben. *Z. dt. Geol. Hannover, Ges.* 140. 173-182.

Poulimenos, G., Zelilidis, A., Kontopoulos, N. and Doutsos, T., 1993. Geometry of trapezoidal fau Deltas and their relationship to extrensional faulting along the southwestern active margins of the Corinth rift. Greece. *Basin Research*, 5, 179-192.

Seger, M. J. and Alexander, J., 1993. Distribution of Plio-Pleistocene and Modern coarse-grained deltas south of the Gulf of Corinth, Greece. *Controls and Signatures in Sedimentary Successions* (Editors L Frostick and R Steel) *Tectonic Spec. Pub. Int. Assoc.of Sedimentologists*, 20, 37-48.

Serbier, M., 1977. Tectonique recente d' une tranversale a l' arc egeen. Le golfe de Corinthe et ses regions peripherioues. *These. Acad. de Versailles Univ. De Paris XI.*

Zelilidis, A. and Kontopoulos, N., 1996. Significance of fan deltas without toe-sets within rift and piggy-back basins: examples from the Corinth graben and the Mesohellenic trough, Central Greece. *Sedimentology*, 43, 253-262.

ABSTRACT

PLEISTOCENE MARINE DEPOSITS OF THE AIGIALIA REGION (N. PELOPONNESUS)

Trikolas, C[1]., Koskeridou, E[2]., Tsourou, Th[2]., Drinia, H[2]. & Alexouli-Livaditi, A.[1]

[1]*Section of Geological Science, School of Mining and Metallurgical Engineering, N.T.U.A. 157 80, Athens, ctgeo@metal.ntua.gr*

[2] *Dept. of Geology, Section of Hist. Geology and Paleontology, Panepistimiopolis, 157 84, Athens.*

In Aigialia, and in the region of Aigion, after geological mapping, marine deposits of small extent and 3 to 60 m thick were found in altitudes by 30-820 m. These deposits are mainly composed of conglomeratic beds and sands and constitute remnants of marine terraces. In the marine deposits, fossils indicative of a coastal marine environment and age to Pleistocene, were found. The location and the altitude of the marine deposits have direct relation with the neotectonics of normal faults, the altitude of which exceeds 600 m. Based on the stratigraphy and the tectonics of the region, the age of the marine sediments is attributed to the Middle-Late Pleistocene.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

PALAEOGRAPHIC EVOLUTION OF PINDOS BASIN DURING PALEOGENE USING CALCAREOUS NANNOFOSSILS

Ananiadis G.[1], Vakalas I.[1] Zelilidis A.[1], and Stoykova K.[2]

[1] *Department of Geology, University of Patras, 26500, Patras, Gananiad@upatrtas.gr IVakalas@@upatras.gr, A.Zelilidis@upatras.gr*

[2]*Department of Paleontology and Stratigraphy, Geological Institute of Bulgary, Academy of Sciences,* Stoykova@router.geology.bas.bg

ABSTRACT

A different basin evolution is suggested between the northern and southern parts of the Pindos basin, based on biostratigraphic dating results. Characteristic nannofossils showed that flysch sedimentation in the whole basin started in the Paleocene and generally finished during the Eocene, with the exception of the Konitsa and Milia areas where sedimentation lasted until Early Oligocene. Although, basin depth increased southwards, Kastaniotikos and Sperchios faults affected the geometry of Pindos basin, creating ridges and troughs within the basin. Due to this segmentation of the basin, the continuity of the sedimentation in the northern part of the study area until Oligocene is suggested. Calcareous nannofossils recovered from this northern part indicate a Paleocene NP5 to early Cligocene (NP20-21) age. On the other hand, in the southern part, sedimentation of flysch was lasted until middle Eocene. According this model, sedimentation in the southern part, stopped during the middle Eocene, was followed by subaerial exposure and the migration of clastic sedimentation to the western part of Pindos zones (Pindos foreland basin of Ionian zone). At this time, in the northern part, a small-restricted basin was continuously active as a piggy-back basin from upper Eocene to lower Oligocene and shallow deposits (slope and submarine canyon deposits, delta fan deposits) accumulated.

1 INTRODUCTION

The early Tertiary renewed crustal compression initiated eastward subduction of the remnant Pindos Ocean Basin, where submarine fans accumulated during Paleogene giving rise to Pindos flysch. Closure of the remnant Pindos Ocean initiated at Early Tertiary (Robertson et al., 1991) with the eastward subduction of the Apulia continental crust beneath the continental crust of Pelagonian plate. The closing is recorded by the transition from shallow carbonate to deep clastic sedimentation. According to Fleury (1980), clastic sedimentation started at Early Paleocene.

2 METHODOLOGY

Samples were collected from eight cross-sections through out Pindos flysch deposits in order to determine the duration of clastic sedimentation. The cross-sections from north to south where: A-A′ (road from Konitsa to Eptachori) and B-B′ (road from Elefthero to Paleoseli) situated in Konitsa area, C-C′ (road from Votonosi to Metsovo), D-D′ (Chrisovitsa) and E-E′ (road from Metsovo to Milia) situated in Metsovo area, Z-Z′ (road from Kastanea to Doliana) situated in Kastania area, I-I′ (road from Fournas to Loutra) situated in Karpenisi area, and K-K′ (road from Nafpaktos to Lidoriki) situated in Nafpaktos area. Thus 195 muddy samples where dated using calcareous nannofossils according Martini (1971) biozones (Fig.1).

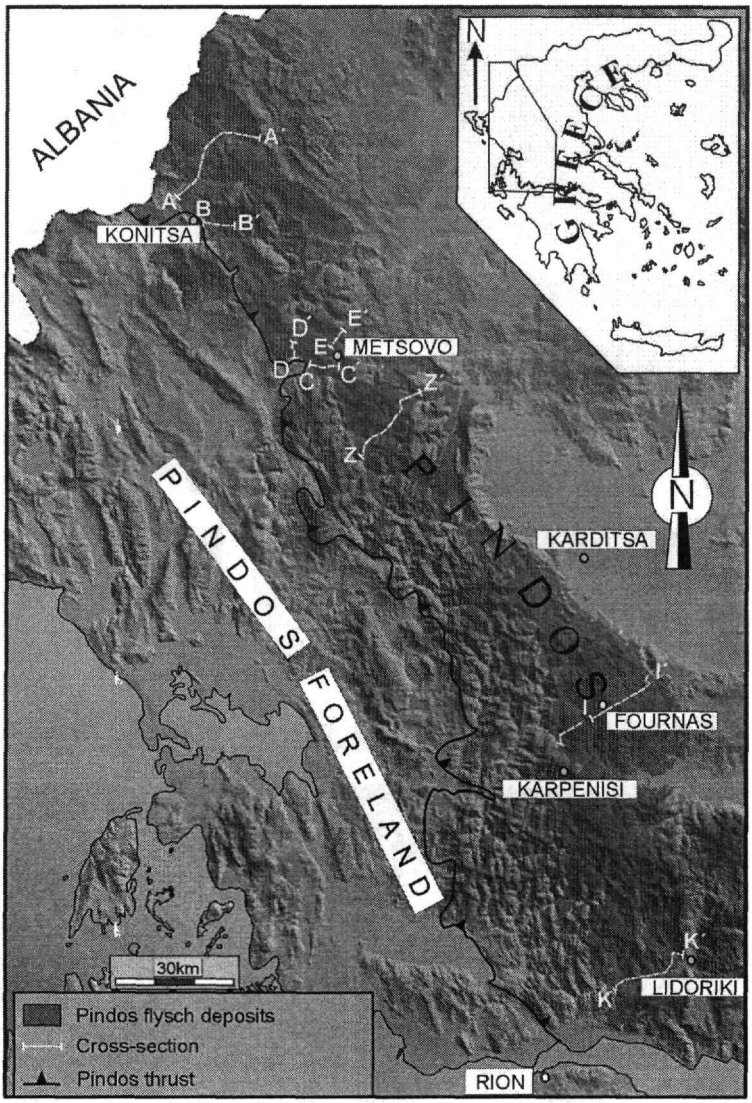


Figure 1. Geological map of the studied area showing the selected cross-sections for stratigraphic analysis.

3 STRATIGRAPHY

3.1 Age determinations

In the northern part, dating results (plate 1) from cross-section A-A′ ranged from Paleocene (NP9) to earliest Oligocene (NP20-21), B-B′ ranged from middle Eocene (NP16) to earliest Oligocene (NP20-21). Age of Sediments from cross-sections C-C′ (Fig. 2) and D-D′ ranged from middle Eocene (NP16-17) to middle-late Eocene (NP16-20), while sediments of cross-section E-E′ ranged from middle Eocene (NP16-17) to earliest Oligocene (NP20-21). In the southern part, dating results (plate 2) from cross-section Z-Z′ ranged from Paleocene (NP5) to Early Eocene (NP11-12), from cross-section I-I′ ranged from Late Paleocene (NP5-9) to middle Eocene (NP16-17) and finally, sediments from cross-section K-K′ dated from late Paleocene (NP5-8) to early Eocene (NP11-14). So, it seams that flysch sedimentation began in the Paleocene and finished during the Eocene, with the exception of Milia and Konitsa areas where sedimentation lasted until Early Oligocene.

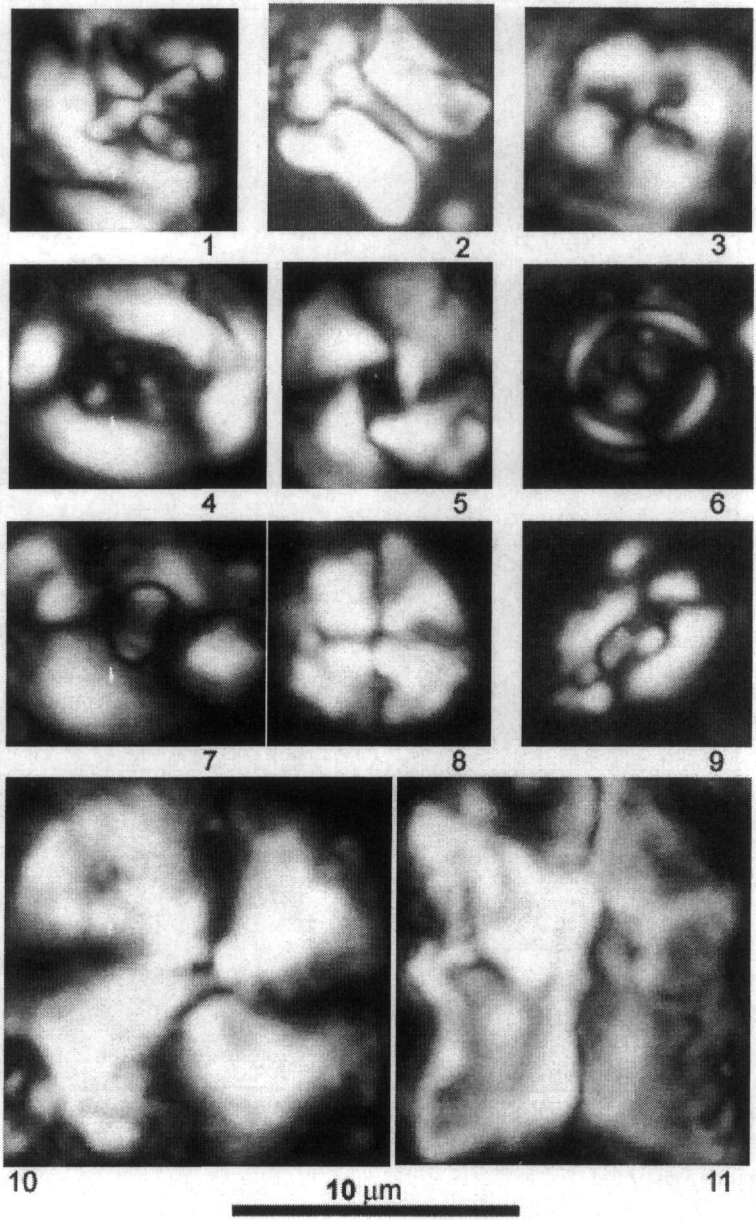


Plate I: 1. *Cruciplacolithus tenuis.* Section Konitsa KON40, Upper Paleocene, NP8-9, 2. *Sphenolithus anarrhopus.* Section Konitsa KON40, Upper Paleocene, NP8-9, 3. *Prinsius bisulcus.* Section Konitsa AA'5, Paleocene, NP5-8, 4. *Fasciculithus tympaniformis.* Section LL'245, Upper Paleocene, NP7-8, 5. *Toweius gammation.* Section Metsovo DD'27, Lower Eocene, NP12-14, 6. *Sphenolithus editus.* Section CC'231, Lower Eocene, NP12-14, 7. *Chiasmolithus grandis.* Section Metsovo Mets2, Middle Eocene, NP16-17, 8. *Ericsonia formosa.* Section Metsovo EE'152, Middle Eocene, NP16-17, 9. *Cribrocentrum reticulatum.* Section Metsovo EE'157, Middle-Upper Eocene, NP16-18, 10. *Heliolithus kleinpellii.* Section Konitsa KON40, Upper Paleocene, NP8-9, 11. *Reticulofenestra umbilica.* Section Metsovo EE'154, Middle-Upper Eocene, NP16-18

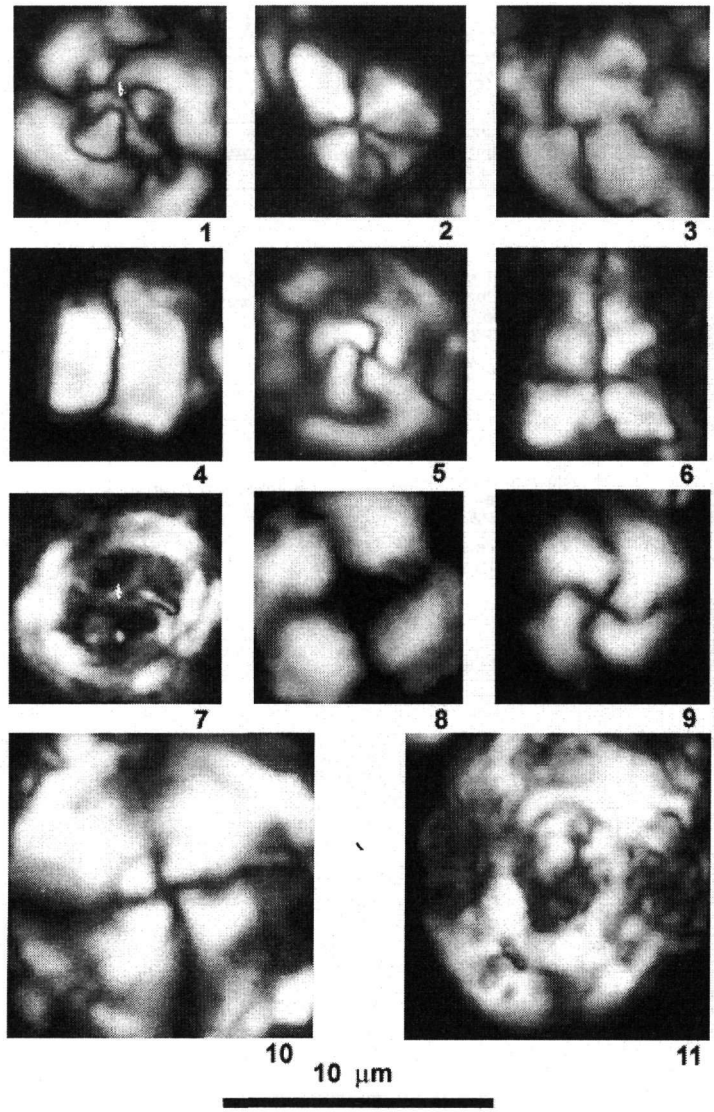


Plate II: 1. *Cruciplacolithus frequens.* Section LL'242, Paleocene NP2-7, 2. *Fasciculithus billii.* Section HH'422, Middle Paleocene NP5, 3. *Toweius eminens.* Section HH'102, Upper Paleocene, NP8-9, 4. *Chiasmolithus consuetus.* Section II'330, Lower-Middle Eocene NP12-16, 5. *Reticulofenestra dictyoda.* Section II'330, Lower-Middle Eocene NP12-16, 6. *Geminilithella rotula.* Section II'335, Middle Eocene NP16-17, 7. *Helicosphaera seminulum.* Section II'330, Lower-Middle Eocene NP12-16, 8. *Sphenolithus compactus.* Section II'117, Middle Eocene NP16-17, 9. *Helicosphaera bramlettei.* Section II'335, Middle Eocene NP16-17, 10. *Heliolithus kleinpellii.* Section HH'102, Upper Paleocene, NP8-9, 11. *Fasciculithus tonii.* Section HH'102, Upper Paleocene, NP8-9.

3.2 Stratigraphic application

According to the detail age determination and in relation to sedimentological and tectonic data studied cross-sections (e.g. representative cross-section C-C': Fig. 2) broken into sequences (e.g.

cross-section C-C': Fig. 3), showing the real stratigraphic thickness and the influence of tectonic activity. After this a biostratigraphic correlation was drawn in order to show basin evolution from north to south (Fig. 4).

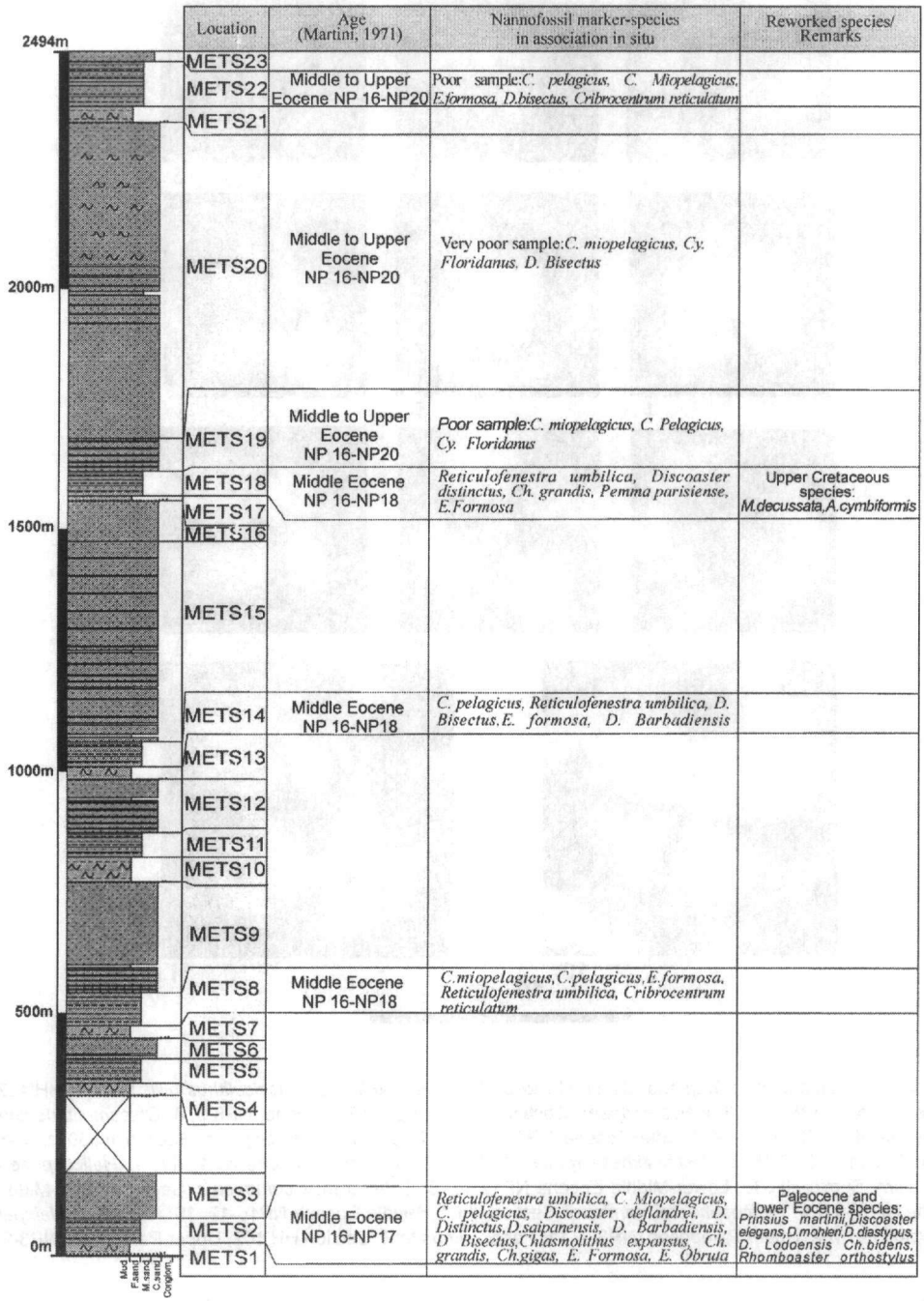
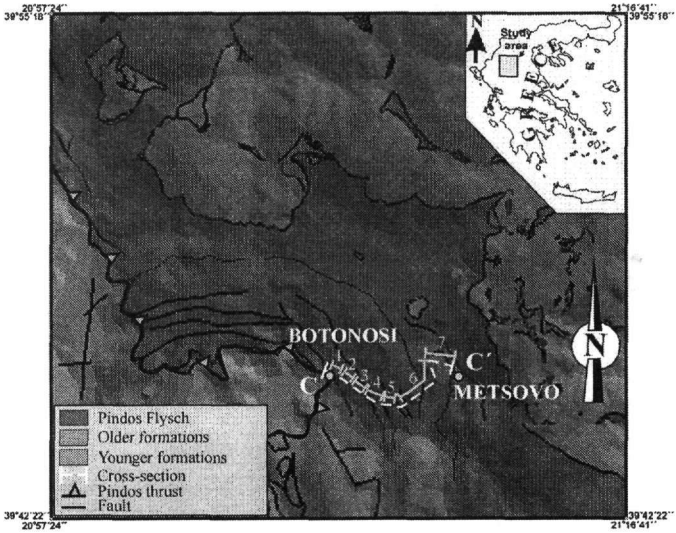


Figure 2. Representative lithostratigraphic column of cross-section C-C', showing the total outcropping thickness from C to C', and before segmented this into sequences.



Sequence 7

Location	Age (Martini, 1971)	Nannofossil marker-species in association in situ	Reworked species/ Remarks
METS23			
METS22	Middle to Upper Eocene NP 16-NP20	Poor sample:*C.pelagicus, C. Miopelagicus, E.formosa, D.bisectus, Cribrocentrum reticulatum*	
METS21			

150m
0m
Mud
F.sand
M.sand
C.sand
Conglom.

Sequence 6

Location	Age (Martini, 1971)	Nannofossil marker-species in association in situ	Reworked species/ Remarks
METS20	Middle to Upper Eocene NP 16-NP20	Very poor sample:*C. miopelagicus, Cy. Floridanus, D. Bisectus*	
METS19	Middle to Upper Eocene NP 16-NP20	Poor sample:*C. miopelagicus, C. Pelagicus, Cy. Floridanus*	
METS18	Middle Eocene NP 16-NP18	*Reticulofenestra umbilica, Discoaster distinctus, Ch. grandis, Pemma parisiense, E.Formosa*	Upper Cretaceous species: *M.decussata,A.cymbiformis*
METS17			

786m
500m
0m
Mud
F.sand
M.sand
C.sand
Conglom.

Location of sample

Continued

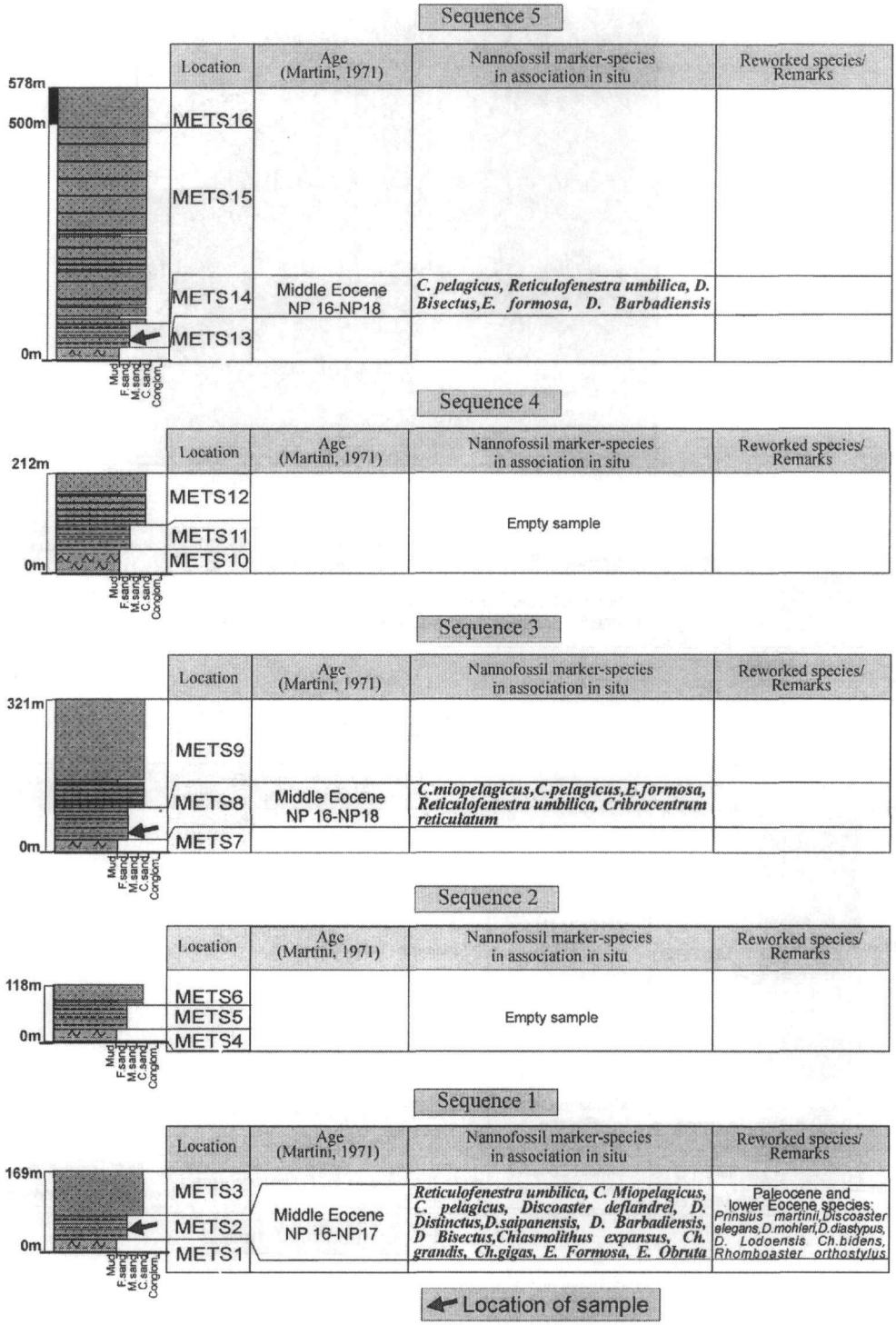


Figure 3. Cross-section C-C' broken into seven sequences. For understanding segmentation see also figure 1.

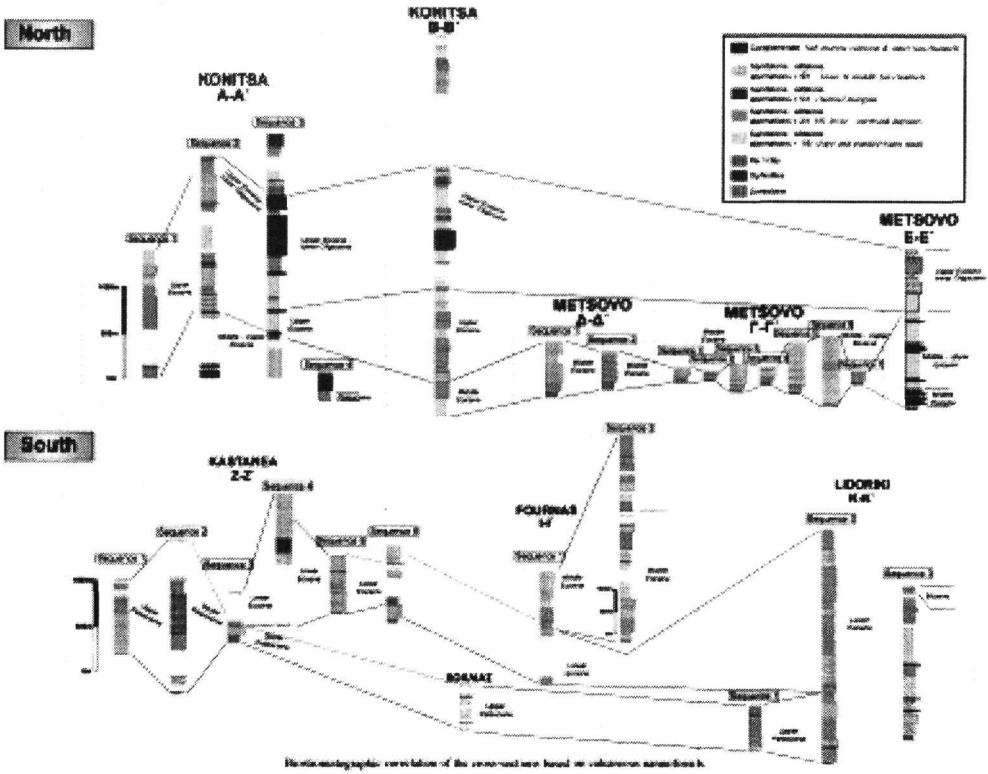


Figure 4. Biostratigraphic correlation of the studied cross-sections based on calcareous nannofossils.

4 PALEOGEOGRAPHIC EVOLUTION - CONCLUSIONS

In the southern part, the age of the studied clastic sediments ranges from Paleocene to middle Eocene with continual transition from west to east. On the other hand, the age of the studied sediments in the northern part ranges from middle Eocene to Late Eocene - Early Oligocene boundary, with the exception of Paleocene sediments that found in the eastern part of cross-section A-A' (Konitsa area, northern part).

Characteristic calcareous nannofossils that found and indicated the above suggested ages are for the northern part: Upper Paleocene: *Prinsius bisulcu* (NP5-8), *Fasciculithus tympaniformis* (NP7-8), *Cruciplacolithus tenuis, Heliolithus kleinpellii* and *Sphenolithus anarrhopus* (NP8-9). Eocene: *Toweius gammation* and *Sphenolithus editus* (NP12-14), *Chiasmolithus grandis* and *Ericsonia formosa* (NP16-17), *Cribrocentrum reticulatum* and *Reticulofenestra umbilica* (NP16-18).
For the southern part: Lower Palaeocene: *Cruciplacolithus frequens* (NP2-7). Upper Palaeocene: *Fasciculithus billii* (NP5), *Toweius eminens, Heliolithus kleinpellii,* and *Fasciculithus tonii* (NP8-9). Eocene: *Chiasmolithus consuetus, Reticulofenestra dictyoda,* and *Helicosphaera seminulum* (NP12-16), *Geminilithella rotula, Sphenolithus compactus,* and *Helicosphaera bramlettei* (NP16-17).

According to these observations, a different basin evolution is suggested between the northern and southern parts of the basin (Fig. 5). It seems that Kastaniotikos and Sperchios faults affected the basin topography creating ridges and troughs, producing a deeper basin in the Northern part, which is suggested by the continuity of the sedimentation in this part until Oligocene. This continuation of the clastic sedimentation resulted in the complete covering of the underlying limestone, so that there are no surface exposures. On the other hand, in the southern part, sedimentation of flysch was complete by middle Eocene, and large areas of limestone exposures remain uncovered

or covered by thin flysch deposits, creating the characteristic nappe structure due to the compressional events at the end of Eocene.

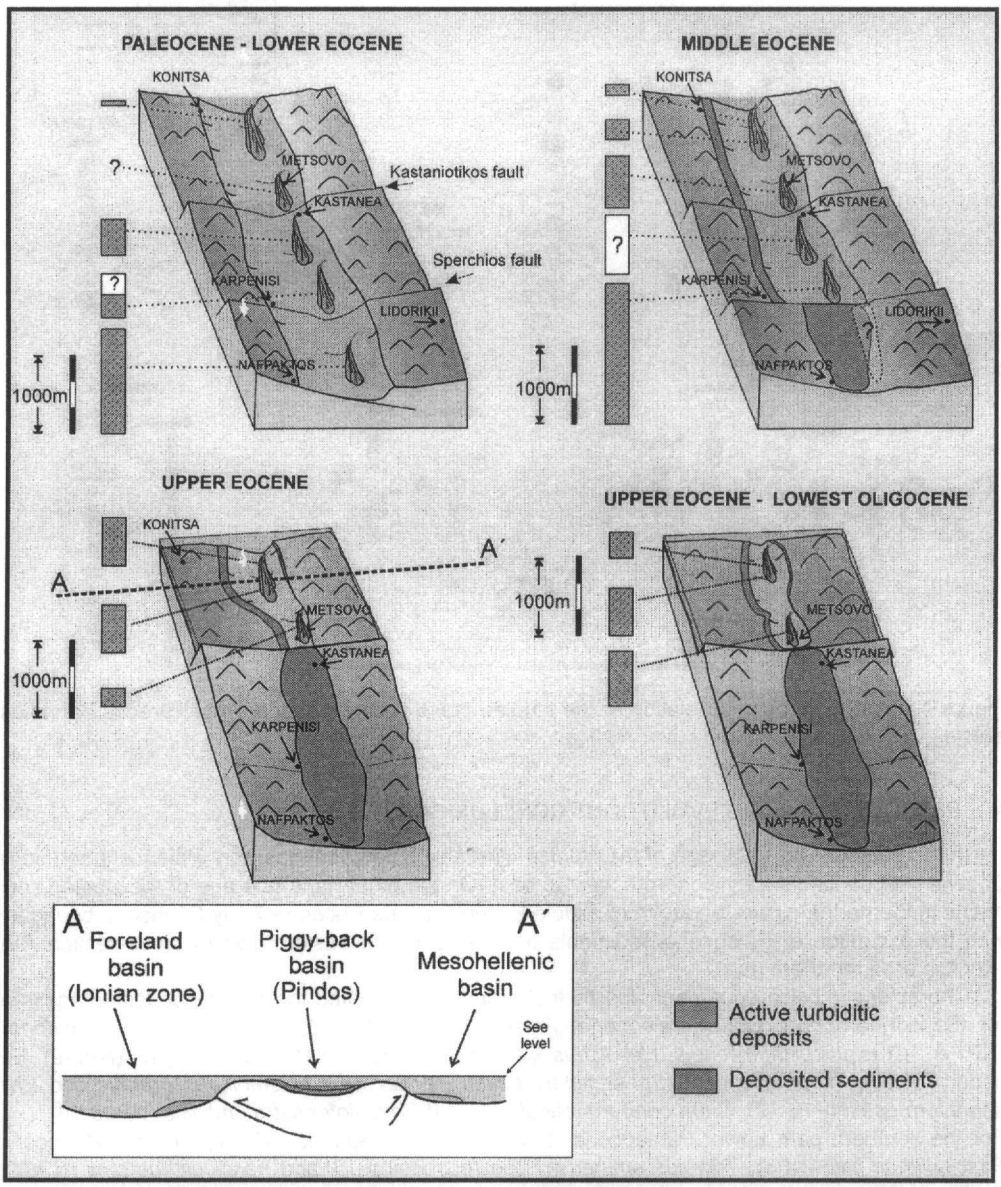


Figure 5. Block diagrams showing the palaeogeographic evolution of the Pindos zone from Palaeocene to Oligocene.

So, sedimentation in the southern part, lasted until the middle Eocene, it was followed by subaerial exposure and the migration of clastic sedimentation to the western part of Pindos zones (Pindos foreland basin of Ionian zone). At this time, in the northern part, a small restricted basin was continuously active as a piggy-back basin from upper Eocene to lower Oligocene and shallow deposits (slope and submarine canyon deposits, delta fan deposits) accumulated.

Moreover, the suggested ages indicate an earlier closure of the basin in the area of Nafpaktos-Lidoriki than the rest, which closed during late Eocene. This could be related to the activity of the Sperchios transfer fault, producing an additional restricted basin.

The above suggest that there were two major transfer faults, which influenced the lateral evolution of the studied basin.

REFERENCES

Fleury, J.J., 1980. Evolution d'une platforme et d'un basin dans leur cadre alpin: les zones de Gavrovo-Tripolitze et du Pinde-Olonos. *Soc .Géol. Nord, Spec. Publ.* 4, 651.

Martini, I.P., Sagri, M., and Doveton, J.H., and Doveton, J.H., 1978. Lithologic transition and bed thickness periodicities in turbidite successions of the Antola Formation, northern Apennines, Italy: *Sedimentation*, 25, 605-623.

Robertson, A.H.F., Clift, P.D., Degnan, P.J., and Jones, G., 1991. Palaeogeographic and palaeotectonic evolution of the Eastern Mediterranean Neotethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87, 289-343.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

CRETACEOUS OCEANIC ANOXIC EVENTS IN WESTERN CONTINENTAL GREECE

Karakitsios V.[1], Tsikos H.[2], Van Breugel Y.[3], Bakopoulos I.[1] and Koletti L.[4]

[1] *Department of Geology, National University of Athens, Panepistimiopolis, 15784 Athens, Greece, vkarak@geol.uoa.gr*

[2] *Department of Geology & Petroleum Geology, University of Aberdeen, King's College, Aberdeen AB24 3UE, Scotland, UK*

[3] *Royal Netherlands Institute of Sea Research (NIOZ), 1790 AB Den Burg, The Netherlands*

[4] *Museum of Natural History, Municipality of Amaroussion, P. Tsaldari 24-26, 15122 Amaroussion, Greece*

ABSTRACT

Integrated chemostratigraphy and biostratigraphy in Cretaceous pelagic carbonate successions and associated organic sediments of the Ionian basin (western Greece) show the first documentation of the Cenomanian Turonian **(OAE)2** and Lower Albian **(OAE)1b** Oceanic Anoxic Events from western Greece. Preliminary study of the Pindos basin (western Greece) has also identified a black shale horizon which may corresponds to the Lower Albian **(OAE)1b** Oceanic Anoxic Event.

1 INTRODUCTION

During the period from the Triassic to the Late Cretaceous, the external Hellenides (western Greece) constituted part of the southern Tethyan margin (Fig. 1), where siliceous and organic carbon-rich sediments were often associated facies.

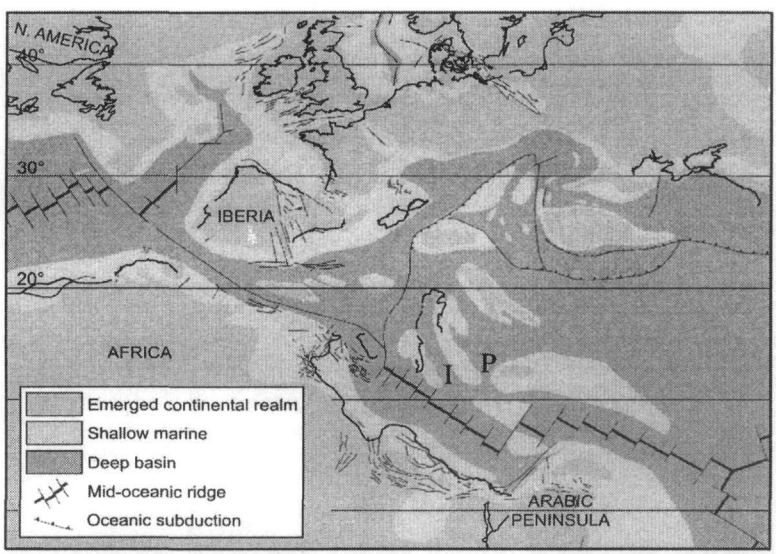


Figure 1. Aptian-Cenomanian Paleogeography of western Tethys and Central Atlantic (based on Dercourt et al. 1993): I: Ionian zone, P: Pindos zone.

The Ionian and Pindos zones of western Greece (Fig.2) expose such basinal, thrust-imbricated sediments that document continental margin (Ionian zone) and continental-ocean margin basinal sequences (Pindos zone). Within these sequences, organic carbon-rich strata commonly develop, and some have been variously linked to the worldwide Oceanic Anoxic Events (Jenkyns, 1988; Karakitsios, 1995; Rigaki s and Karakitsios, 1988; Danelian *et al.*, 2002; Karakitsios *et al.* 2002; Tsikos *et al.*, 2003; Karakitsios, 2003). The global stratigraphic occurrences of Cretaceous black-shales indicate that there are three major time envelops of black-shale deposition: late Barremian through Albian, late Cenomanian through early Turonian and Coniacian through Santonian (Jenkyns, 1999). These periods were particularly favorable for petroleum source-rock formation (more than half of the present petroleum reserves appear to have been generated during these periods). To explain the formation of OAEs, various controversy models have been proposed. They rely on changes either in sea-surface productivity (e.g. Wilson and Norris 2001) or preservation conditions (e.g. Erbacher et al. 2001).

In this paper, we present up to date results of our ongoing studies on integrated chemostratigraphy and biostratigraphy of Cretaceous pelagic carbonate successions and associated organic sediments of the Ionian basin (with some preliminary data of the Pindos basin).

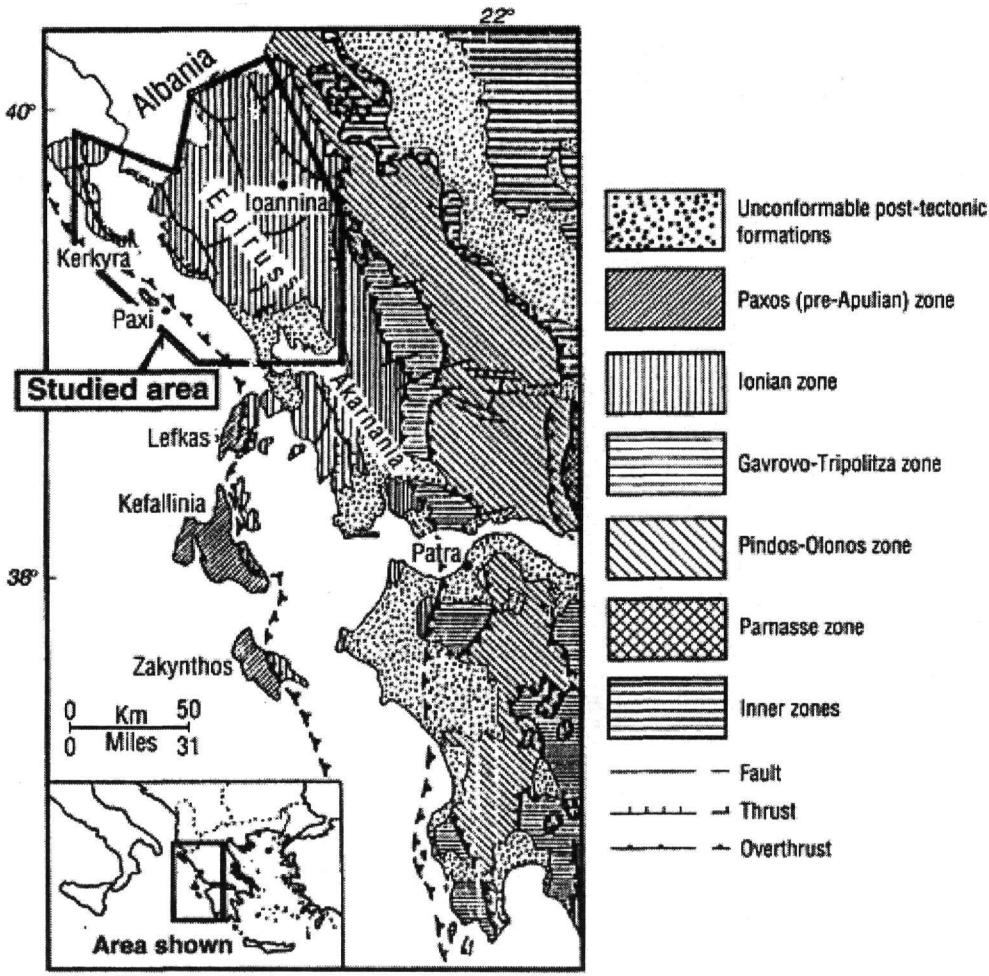


Figure 2. Simplified structural map of western continental Greece (Karakitsios, 1995)

2 GEOLOGICAL FRAMEWORK

The stratigraphy of the Ionian zone (Fig. 2) exhibits three distinct sequences (Karakitsios, 1995; Fig. 3):

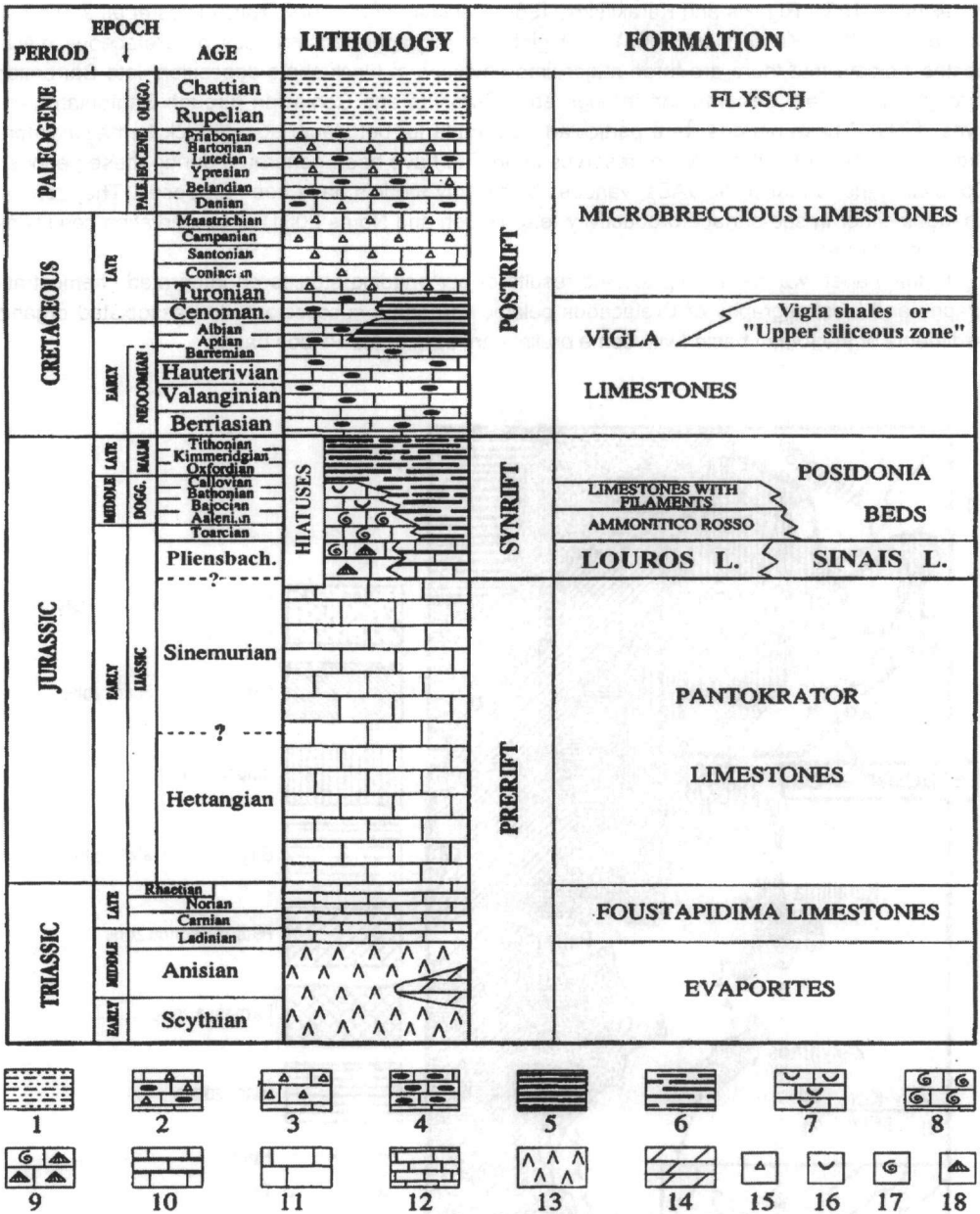


Figure 3. Representative stratigraphic column of the Ionian zone (Karakitsios, 1995). 1: pelites and sandstones; 2: cherty limestone with clastic material; 3: pelagic limestones with clastic material; 5: cherty beds with green and red clay, sometimes shaly; 6: pelagic limestones, marls, and siliceous argillites; 7: pelagic limestones with pelagic lamellibranches; 8: pelagic, red, nodular limestones with ammonites; 9: micritic limestones with small ammonites and brachiopods; 10: pelagic limestones; 11: platform limestones; 12: platy black limestones; 13: gypsum and salt; 14: dolomites; 15: breccia; 16: section of pelagic lamellibranch (filament); 17: ammonite; 18: brachiopod.

a) A prerift sequence, which is represented by the early Liassic Pantokrator Limestones. These shallow water limestones overlie early to middle Triassic evaporites through Foustapidima Limestones of Ladinian-Rhaetian age.
b) A synrift sequence that began with the deposition of the Siniais Limestones and their lateral equivalent, the Louros Limestones of Pliensbachian age. These formations correspond to the general sinking of the Ionian domain (formation of the Ionian basin), which was followed by an intrabasinal differentiation that separated the initial basin into smaller paleogeographic units presenting, in general, a half-graben geometry. This is recorded in the abruptly changing thickness of the synrift formations, forming prismatic synsedimentary wedges, which, in the deeper part of the half-grabens, include complete Toarcian to Tithonian successions, while in the elevated part of the half-grabens hiatuses and unconformities are located. Deposition was controlled both by structures formed during the extensional tectonic phase (related to the opening of the Neotethys Ocean), and the halokinesis of the Ionian zone evaporitic base.
c) A postrift sequence is defined by an Early Berriasian breakup that is marked by an unconformity at the base of the Vigla Limestones (over the elevated part of the synrift half grabens). The postrift sequence (Vigla Limestones and overlying Alpine formations) largely obscures the synrift structures and, in some cases, directly overlies the Pantokrator Limestones prerift sequence. The permanence of differential subsidence during the deposition of the Vigla Limestones as shown by the strong variation in the thickness of this formation, is probably due to the continuation of halokinetic phenomena of the Ionian zone evaporitic base. This paleogeographic configuration continued with minor off- and on-lap movements along basin margins until the late Eocene, when orogenic movements and flysch sedimentation began.

The main orogenic movements took place at the end of the Burdigalian (IGRS-IFP, 1966). The Ionian basin evolution constitutes a good example of inversion tectonics of a basin with evaporitic base (Karakitsios, 1995).

3 OBSERVATIONS

In the Ionian zone, the Vigla limestone Formation (Berriasian-Turonian) comprises a thick succession of thin-layered (5-10 cm), sublithographic, pelagic limestones, with abundant radiolaria and frequent cherty beds with radiolaria. In the upper part, this formation contains a series of organic matter-rich marlstones and shales interbedded in limestone and chert beds: the Vigla shale Member. This member corresponds to the "Upper Siliceous Zone" of IGRS-IFP (1966). Since the attribution of the "Upper Siliceous Zone" to the Albian-Cenomanian by IGRS-IFP (1966) very few detailed biostratigraphic studies have been carried out (e.g. Skourtsis-Coroneou et al., 1995). We examined the Vigla limestone Formation in the suitable Gotzikas section, located in the homonymous valley, south of Tsamantas village in NW Epirus (Fig. 4).

In this section the Vigla shale Member comprises 27 (dm-thick) organic matter-rich calcareous mudstones and shales, within partially silicified limestone beds (Fig. 5). Samples were collected on a cm- to dm-scale in the lowermost part of the section where organic-rich intervals were more common, and on a meter-scale in the uppermost portion. All samples were analyzed for bulk carbonate (C, O) and total organic carbon (TOC) stable isotopes. A more detailed organic geochemical study on solvent-extractable organic matter was conducted on a smaller, selected sample suite. A detailed biostratigrphy, based on planktonic foraminifera and calcareous nannofossils, was also curried out.

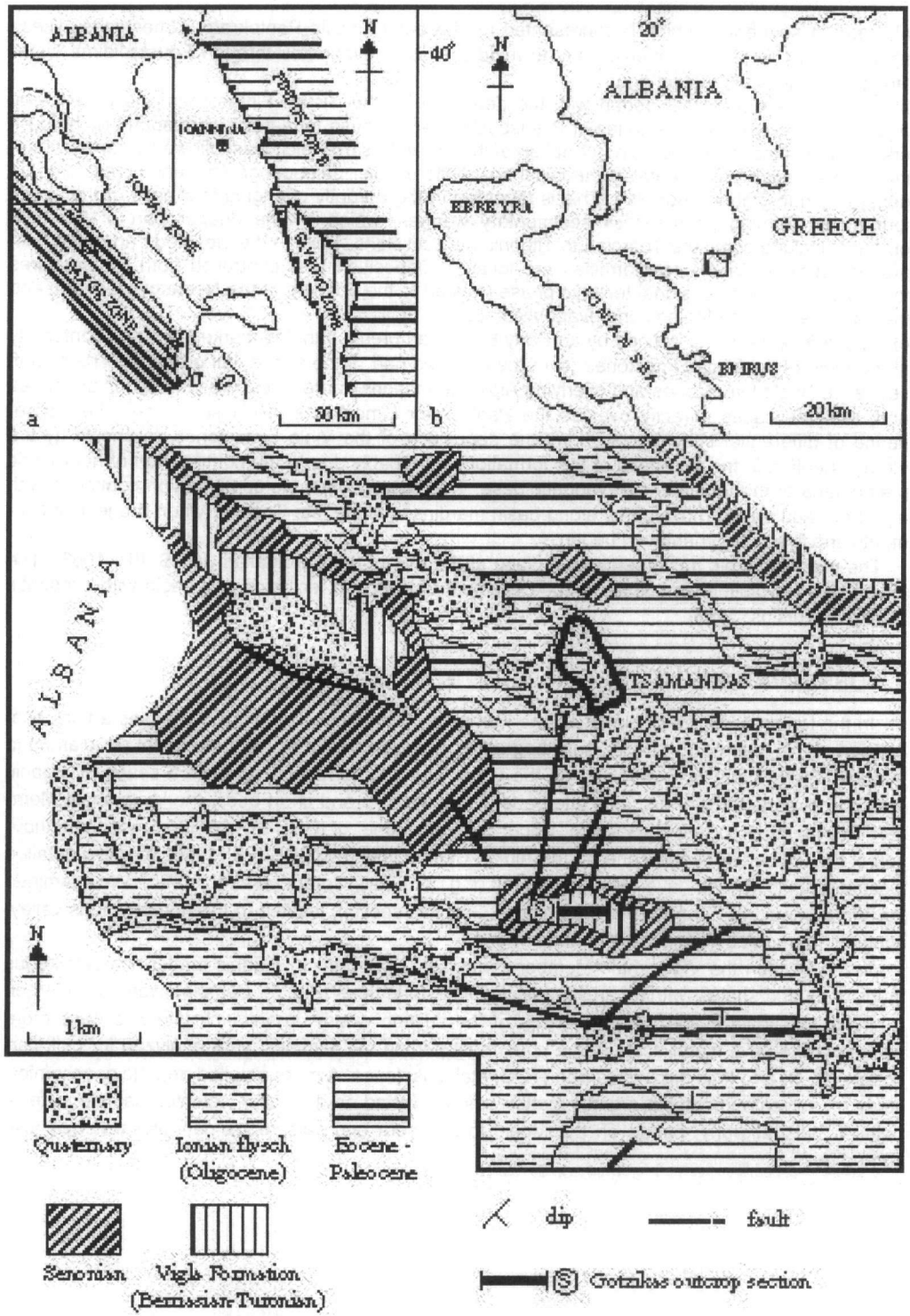


Figure 4. A: The Zones of NW Hellenids; B: Location of the study area; C: Simplified geological map of the study area (after IGRS-IFP 1966, modified): (S): geological section.

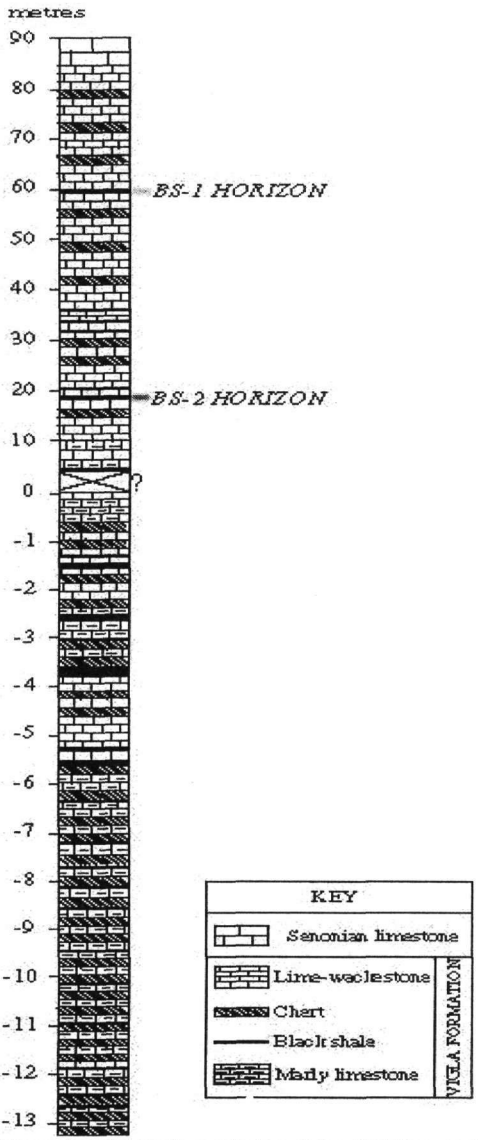


Figure 5. Lithostratigraphic log of the Gotzikas section. 27 organic carbon rich horizons are observed; two of them (BS1 and BS2) are true black-shale deposits. Note the different scales for the section above and below the section gap.

3.1 Chemostratigraphy and bulk organic geochemistry

Chemically, all but two of the TOC-rich horizons examined can be described as organic carbon-bearing marls, with TOC contents ranging from 1 to 6 wt%, bulk $\delta^{13}C_{TOC}$ values (Fig. 6) between –27.2 and –24.2 ‰ and Hydrogen Index values between 170 and 450 mg/g. The two remaining horizons are located in the middle and upper part of the examined section and are hereafter referred to as BS1 and BS2 (for the stratigraphically upper and lower ones, respectively). Both BS1 and BS2 display clear characteristics of true black-shale deposits, with markedly higher TOC content (44.5 and 28.9 wt % respectively) and much higher $\delta^{13}C_{TOC}$ values (-22.2 and –22.1 ‰ respectively),

relative to those seen in the surrounding TOC-rich marls. The rise in $\delta^{13}C_{TOC}$ of the BS2 horizon coincides with a respective, positive shift in bulk carbonate $\delta^{13}C$ values in limestone immediately below BS2 horizon. On the contrary, the BS1 horizon did not give any bulk carbonate $\delta^{13}C$ value, due to its particularly high TOC content (44.5 wt%).

The sharp positive shifts in $\delta^{13}C_{TOC}$ in both these horizons appear to be due to diverse causes. Biomarker evidence from the upper (BS1) horizon indicates a substantial relative contribution by bacteria, as indicated by the predominance of hopanoids in apolar hydrocarbon fractions. Moreover, the co-occurrence of lesser 2-methyl-hopanoids implies an additional, more specific cyanobacterial source. The above observations are in concert with other organic-rich marine sections of the world that straddle the Cenomanian-Turonian boundary interval, suggesting that the BS1 horizon may represent a new example for the well-documented Oceanic Anoxic Event (OAE) 2 (see Tsikos *et al. in press*, and references therein). The OAE 2 is typified by essentially coeval, worldwide deposition of organic carbon-rich sediments, accompanied by positive isotopic shifts in both marine carbon (organic and inorganic) and terrestrial organic matter.

On the contrary, the predominance of isotopically heavy cyclic isoprenoids relative to steroids/hopanoids in the lower, BS2 horizon, point to an episodic, sharp increase in the relative contribution of marine chemoautotrophic archaea to the organic matter, in addition to a primarily algal source. This is believed to account for the relatively high bulk $\delta^{13}C_{TOC}$ value of horizon BS2, making the latter a likely equivalent to the so-called Paquier event (or Oceanic Anoxic Event 1b) of the Lower Albian (Vink 1996; Vink et al. 1998; Kuypers et al. 2002). On the basis of currently available literature, the Paquier event is known to characterize only the Tethys-Atlantic regions (see Tsikos *et al.*, 2003).

3.2 Biostratigraphy

Planktonic foraminifera and nannofossil biostratigraphy across the Gotzikas section provided the following results (Fig. 7):

-The **BS1 horizon** corresponds to the **Cenomanian/Turonian boundary interval**. This is indicated by the presence of the planktonic foraminiferal association: *Rotalipora appenninica, R. cushmani* (Middle Cenomanian) in the first 6 meters of the limestone immediately underlying the BS1 horizon, and of *Praeglobotruncana gibba* (Late Cenomanian – Middle Turonian) in the first 5 meters of the limestone immediately overlying the BS1 horizon.

-Stratigraphically higher, the occurrence of *Marginotruncana* gr. *pseudolinneiana* places a minimum upper age constraint for the examined section in Gotzikas, at the Upper Turonian (Caron, 1985).

-The **BS2 horizon** is attributed to the **Lower- Middle Albian age-span**. This is specifically suggested by the presence of calcareous nannofossil *Hayesites albiensis* (Early - Middle Albian) in the limestone interval 3m stratigraphically below and 10m above the BS2 horizon, respectively. This is reinforced by the first occurrences of the calcareous nannofossil *Eiffellithus turriseiffelii* (Upper Albian - Maastrichtian), and the planktonic foraminifera *Biticinella breggiensis* (Middle – Upper Albian), *Planomalina buxtorfi* (Upper Albian), *Rotalipora appeninica* (Upper Albian), after the 7-10 first meters above the BS2 horizon.

-The occurrence of the Early Aptian calcareous nannofossils *(Assipetra infracretacea larsonii, Rucinolithus terebrodentarius youngii)* in the base of Vigla shale Member places the lower stratigraphic level of this member to the Early Aptian.

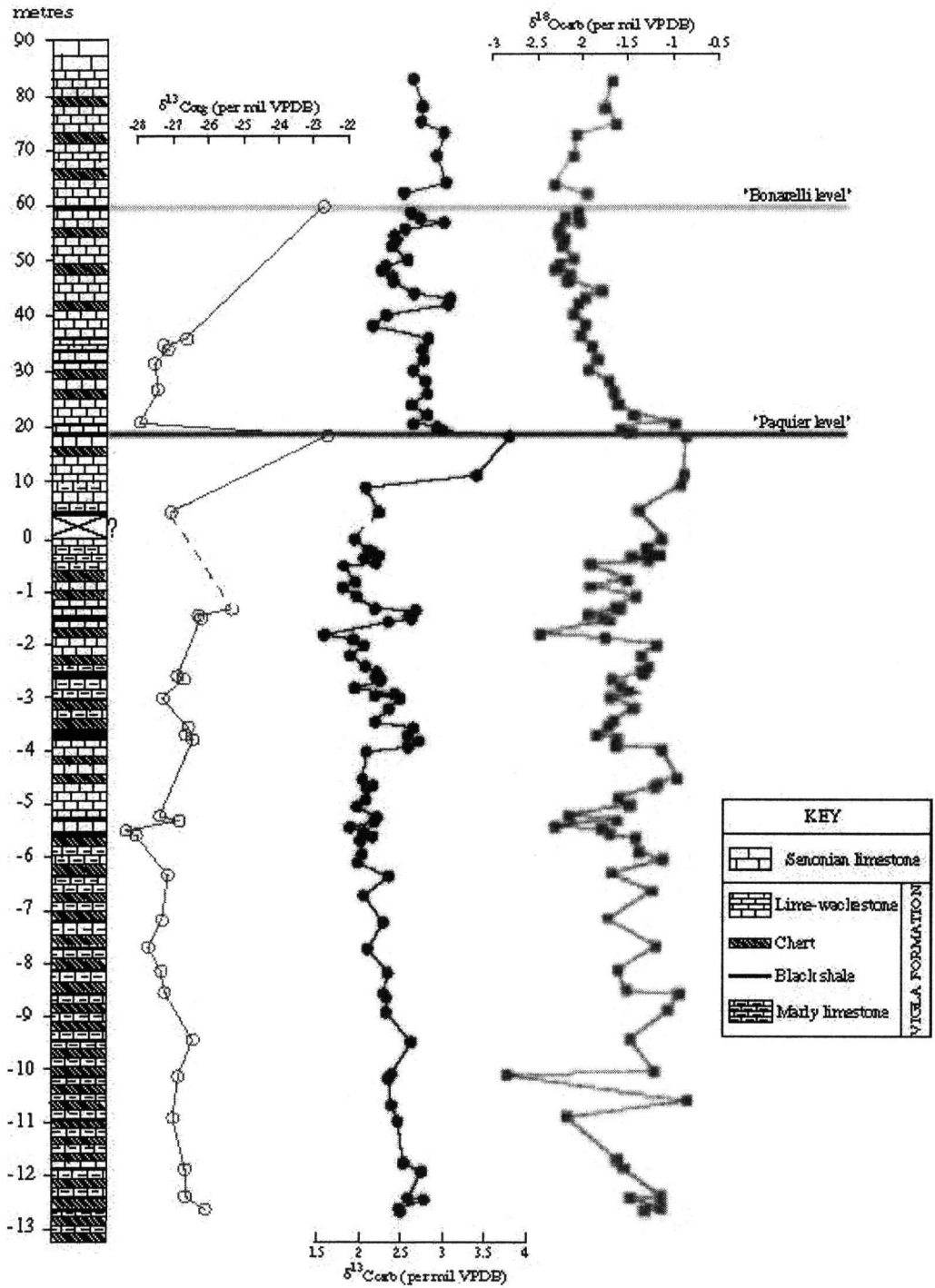


Figure 6. Lithostratigraphic log and δ stable (C, O) isotope profiles across the examined Vigla section in the Gotzikas locality, Ionian zone, NW Greece. Note the different scales for the section above and below the section gap.

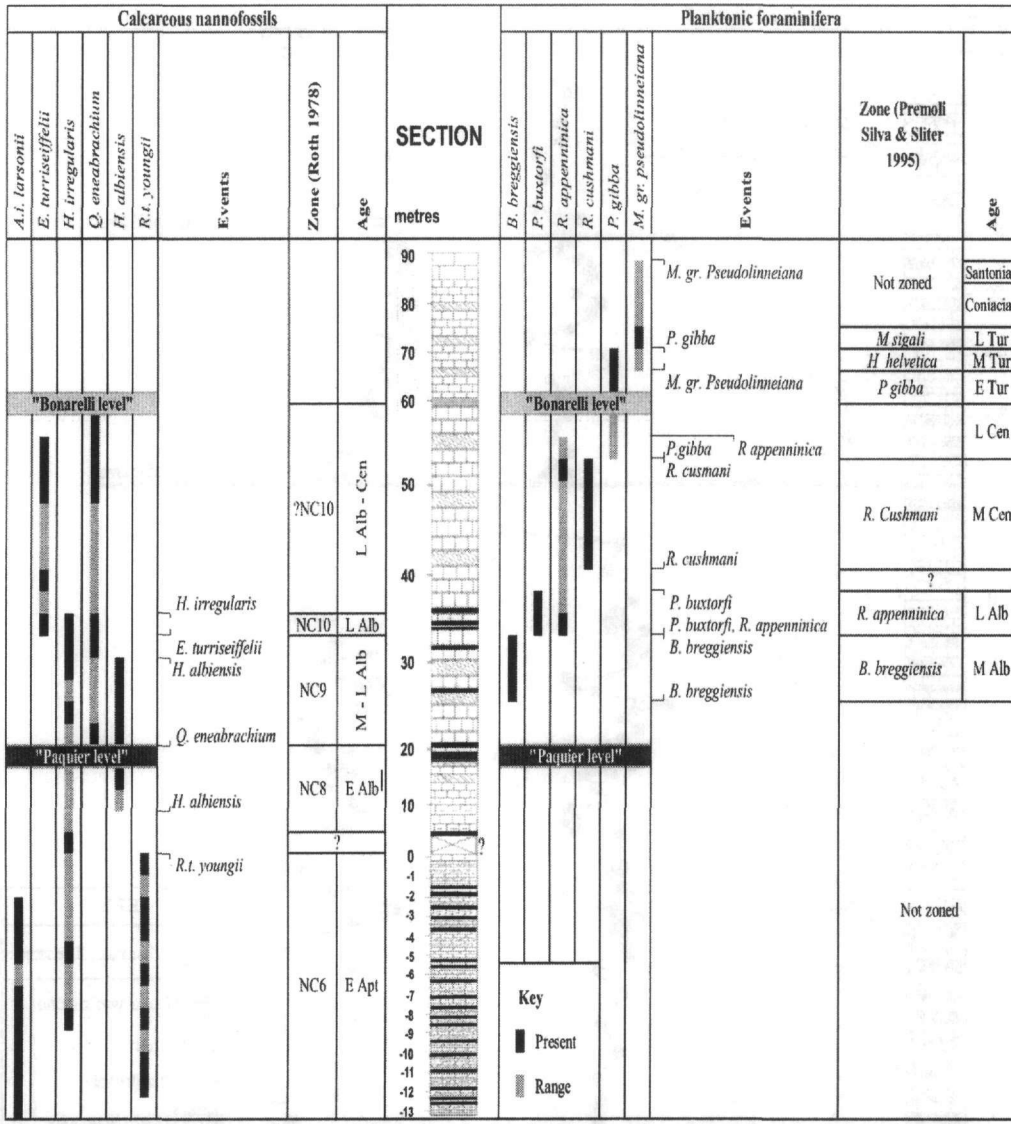


Figure 7. Summary of biostratigraphic information for the Gotzikas section. Biostatigraphy is based on observed distributions of calcareous nannofossils and planktonic foraminifera.

3.3 Some preliminary data of the Pindos basin

In the Kalarites section of the Pindos zone, SE Epirus (western Greece), we have identified, in the Aptian-Albian sediments of the series, a black shale horizon with TOC content (21.7 wt%) and $\delta^{13}C_{TOC}$ value (-24.1 ‰). These values are comparable with those of horizon BS2 (Paquier event) from the Ionian basin. We are currently investigating further the possibility of a more concrete correlation between these two units, using detailed biostratigraphy and biomarker data.

4 CONCLUSIONS

The biostratigraphic data, combined with the chemostratigraphic and bulk organic geochemical evidence, show clearly that the **BS1 and BS2 horizons of the Ionian basin represent the**

lithological expressions of the Cenomanian-Turonian OAE (Bonarelli level), and of the Lower Albian OAE (Paquier event), respectively. Therefore, to our knowledge, the present study constitutes the first documentation in the literature of the Cenomanian-Turonian **(OAE)2** and Lower Albian **(OAE)1b** Oceanic Anoxic Events from western Greece.

The biostratigraphic data show that the age of the Vigla shale Member, considered before as Albian-Cenomanian, is Aptian-Turonian in the Gotzikas area. Consequently, in the entire Ionian basin, the age of the Vigla shale member is either Aptian-Turonian or its deposition is diachronous.

The black shale horizon of Pindos zone (Kalarites section) could potentially be equivalent to the BS2 horizon (Paquier event). Ongoing studies focus on a more concrete correlation between these two units.

REFERENCES

Caron M., 1985. Cretaceous planktic foraminifera, in *Plankton stratigraphy* (Eds H.M. Bolli, J.B. Saunders and K. Perch-Nielsen), Cambridge University Press, 17-86.

Danelian T., Baudin F.,Gardin S. and Beltran C., 2002. Stratigraphie intégrée et paléocéanographie dans la partie moyenne du Crétacé de la zone ionienne en Grèce. Abstract, *Docum. Lab. Géol. Lyon* **156**, 91-92.

Dercourt J., Ricou L.E. and Vriellynck B. (eds), 1993. Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. Gauthier-Villars, Paris, 307 p., 14 maps, 1 pl.

Erbacher J., Huber B.T., Norris R.D and Markey M., 2001. Increased thermohaline stratification as a possible cause for an oceanic anoxic event in the Cretaceous period. *Nature* **409**, 325-327.

Jenkyns H.C., 1988. The Early Toarcian (Jurassic) Anoxic Event: Stratigraphic, Sedimentary, and Geochemical Evidence. *Am. J. Sci.* **288**, 101-151.

Jenkyns H.C., 1999. Mesozoic anoxic events and palaeoclimate, *Zentrallbatt Geol. Palaontol.*, **1997**, 943-949.

Karakitsios V., 1995. The Influence of Preexisting Structure and Halokinesis on Organic Metter Preservation and Thrust System Evolution in the Ionian Basin, Northwestern Greece. *AAPG Bulletin* **79**, 960-980.

Karakitsios V., 2003. Evolution and Petroleum Potential of the Ionian Basin (Northwest Greece). International Conference & Exhibition 2003, *AAPG*, p 47.

Karakitsios V., Tsikos H., Walsworth-Bell B. & Petrizzo M.R., 2002. Preliminary Results on Cretaceous Oceanic Anoxic Events (OAEs) of the Ionian Zone (W. Greece). Abstract, *Docum. Lab. Géol. Lyon* **156**, 137-138.

Kuypers M.M.M., Blokker P., Hopmans E.C., Kinkel H., Pancost R.D., Schouten S., and Sinninghe Damste J.S., 2002. Archaeal remains domonate marine organic matter from the early Albien oceanic anoxic event 1b. *Paaegeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **185**, 211-234.

Perch-Nielsen K., 1985a. Mesozoic calcareous nannofossils, in *Plankton stratigraphy* (Eds. H.M. Bolli, J.B. Saunders and K. Perch-Nielsen), Cambridge University Press, 329-426.

Premoli Silva I. and Sliter W.V., 1994. Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottaccione section, Gubbio, Italy. *Palaeontographica Italica*, **82**, 1-89.

Rigakis N. and Karakitsios V., 1988. The source rock Horizons of the Ionian Basin (NW Greece). *Marine and Petroleum Geology* **15**, 593-617.

Roth P.H., 1978. Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the northwestern Atlantic Ocean. *Init. Rep. Deep Sea Drilling Proj.* **44**, 731-760.

Skourtsis-Coroneou V., Solakious N. and Constantinidis I., 1995. Cretaceous stratigraphy of the Ionian Zone, Hellenides, western Greece. *Cretaceous Res.* **16**, 539-558.

Tsikos H., Karakitsios V., Bombardiere L., Van Breugel Y., Sinninghe-Damsté J., Schouten s., Farrimond P., Tyson R.V., and Jenkyns H.C. 2003. The Oceanic Anoxic Event (OAE) 1B in the Ionian Basin, NW Greece: Organic Geochemical Evidence. Abstract, *Mesozoic paleoceanography, SGF*, 49-50.

Tsikos, H., Jenkyns, H.C., Walsworth-Bell, B., Petrizzo, M.R., Forster, A., Kolonic, S., Erba, E., Premoli Silva, I., Baas, M., Wagner, T. & Sinninghe Damsté, J.S. (in press). Carbon-isotope stratigraphy recorded by the Cenomanian/Turonian Oceanic Anoxic Event (OAE2): correlation and implications based on three key-localities. *Journal of the Geological Society.*

Vink A., 1996. Organic geochemical characterization of the Lower Albian Niveau Paquier; a key black shale horizon from Vocontian Basin (SE France). *Unpublished report, Department of Marine Biogeochemistry and Toxicology, Royal Netherlands Institute for Sea Research (NIOZ),* 49p.

Vink A., Schouten S., Sephton S. and Sinninghe Damste J.S., 1998. A newly discovered norisoprenoid, 2,6,15,19-tetramethylicosane, in Cretaceous black shales. *GEOCHIMICA ET Cosmochimica Acta* **62**, 965-970.

Wilson P.A. and Norris R.D., 2001. Warm tropical ocean surface and global anoxia during Mid-Cretaceous period. *Nature* **412**, 425-428.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

QUATERNARY SOIL-GEOLOGICAL STRATIGRAPHY IN GREECE

Paepe R.[1], Mariolakos I.[2], Van Overloop E.[1], Nassopoulou S.[3], Hus J.[4], Hatziotou M.[5], Markopoulos T.[6], Manutsoglu E.[6], Livaditis G.[7], Sabot V.[7]

[1] *Environmental Research and Geological Consultants GEOBOUND INTERNATIONAL, Herzele, Belgium geobound@tiscalinet.be and Free University of Brussels, Belgium*

[2] *Department Geodynamic Geology, National and Kapodistrian University of Athens, Athens, Greece mariolakos@geol.uoa.gr*

[3] *Ministry of Environment, Athens, Greece snassopoulou@orsa.minenv.gr*

[4] *Centre de physique du globe, Institut royal de météorologie, Dourbes, Belgique*

[5] *Greek Archaeological Survey, Athens, Greece*

[6] *Mineralogical Resources and Engineering Department, Technical University of Crete, Chania, Crete, Greece markopou@mred.tuc.gr, emanout@mred.tuc.gr*

[7] *Department of Geography, Athens, National and Kapodistrian University of Athens, Greece*

ABSTRACT

Peloponnesus and Crete are probably offering the best possible standard sections for Eastern Mediterranean Pleistocene Series. Complete Pleistocene Standard Lithostratigraphic Sections from Sparta (Peloponnesus) and Kandanos (Crete) reveal continuous Pleistocene Land Sequences composed of cyclic palaeosol levels interfering with clastic fluvial, eolian (loess) and gravel deposits comparable with analogues found elswhere over the earth. Most suitable for correlation are: a) the standard loess area of Northern Europe, Russia and China, and b) the subtropical and tropical regions of Africa and Asia. The standard Greek Pleistocene Lithostratigraphic Sequence independently recorded at both sites (and partially from sites in other regions of Greece) reveal a number of 103 palaeosols of both interglacial and interstadial stages, indicating the extreme warm to relative warm phases of the Pleistocene ice age. This number suits surprisingly well to the 103 levels of the equally warm odd numbered oxygen isotopic stages (OIS) of the Pleistocene deep sea record which equally encompass the warm phases of the Pleistocene.

Special attention is given to the Upper Pleistocene of Koroni (Southern Peloponnesus) as a case study for the Last Interglacial – Last Glacial Cycle, i.e. the middle term cycle extending in time from 127 Ka (thousand years) till 10 Ka or beginning of the Holocene. It stands as a model for the recurrent 100 Ka cycles of the long term overall Pleistocene record. Finally, in addition to the Pleistocene, the twenty wet – dry cycles of the Holocene are reviewed.

1 THE SOIL STRATIGRAPHIC PLEISTOCENE RECORD IN GREECE

The Quaternary in this contribution is essentially dealing with the long-term record of Pleistocene of 2.4 Ma (million years). The quaternary geological stratigraphy in Greece displays a time series of 103 (interglacial and interstadial) fossil soil (palaeosol) levels from which the climate-environmental conditions with respect to their development can be enhanced. Hence, soil-geological stratigraphy is an important tool in the understanding of the climatic evolution of the Quaternary.

1.1 Why a soil-stratigraphic based Quaternary geology?

1. After the 'Mediterranean Salinity Crisis' in Late Messinian times, due to tectonic events that cut off the Mediterranean Sea from the Atlantic Ocean, the region became isolated and climatically more continental.

2. The Quaternary Greek land record based on soil series, as will be described in detail hereafter, thus became essentially a non marine system providing fluvial and desertic sediment series alternating with (fossil) soils. They are called 'Geosoil' to stress their geological affinity (Paepe et al. 1990).

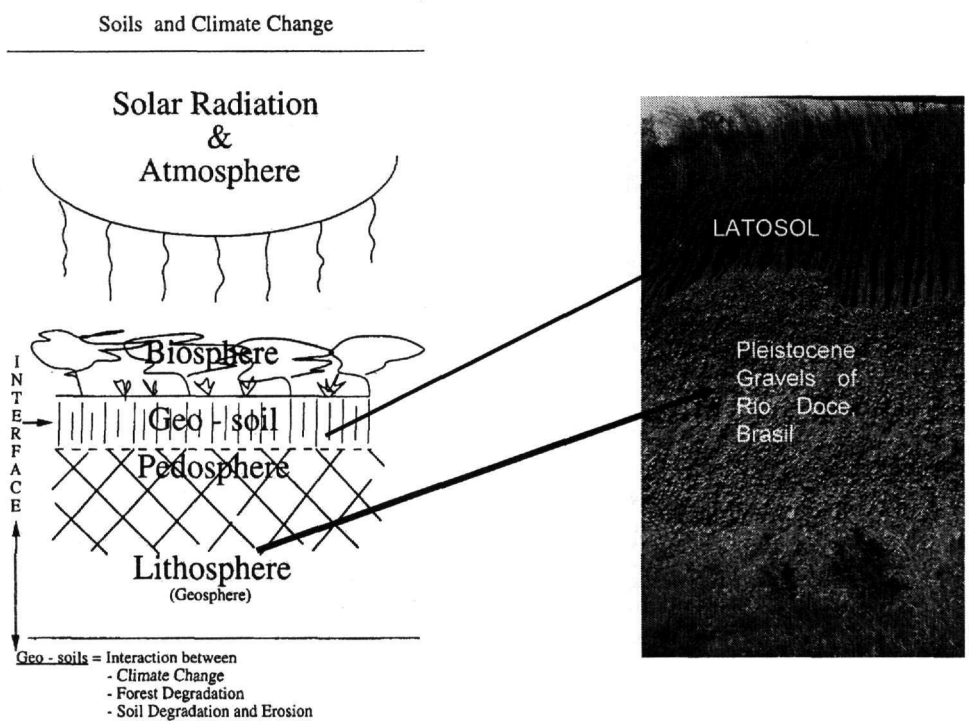


Figure 1. GEOSOIL: The interface between Biosphere and Lithosphere. Top of lithosphere reworked into Pedosphere (soil-sphere). Truncated pedosphere becomes geosoil. Atmospheric climatic changes via biosphere in pedosphere. GEOSOIL registers changes in atmosphere through time such as carbon dioxide changes.

3. Geosoils in Quaternary time series of lithostratigraphic sequences reveal to occupy 'time stable' stratigraphic positions and thus also suitable for time correlation just as the marine series.

4. Because Quaternary geosoil records also show worldwide a stable stratigraphic distribution, they are suitable for long distance correlation.

5. Geosoil-sediment series can therefore also offer good evidence of worldwide climatic changes on land throughout the Quaternary Period.

6. Geosoils reflect changes in the local bio-environment as well as changes in the atmospheric chemistry (carbon dioxide).

7. The Greek soil-stratigraphic standard sequence (as described hereafter) reveals a total of 103 such fossil geo-soils, both interglacial and glacial-interstadial. They all occur above the basal Miocene Red Latosol and can be correlated with the 103 oxygen isotopic deep-sea record occurring above the geomagnetic Gauss/Matuyama boundary of 2.6 Ma (Shackleton et al. 1990).

1.2 Two important lithostratigraphic type-localities as a proposal for a Greek Land Quaternary Lithostratigraphic Record

Amongst numerous lithostratigraphic sections observed all over Greece during the last twenty years, two retained utmost attention for the sake of completeness in their uninterrupted stratigraphic build up: the Sparta/Afission section in the Peloponnesus and Kandanos in the highlands of Crete.

1.2.1 *Section Sparta/Afission*

The Sparta/Afission section revealed a complete Pleistocene continental sequence of fossil soils interfering with clastic fluvial and eolian deposits incorporated between a series of Holocene top layers and a series of Plio/Miocene basic layers.

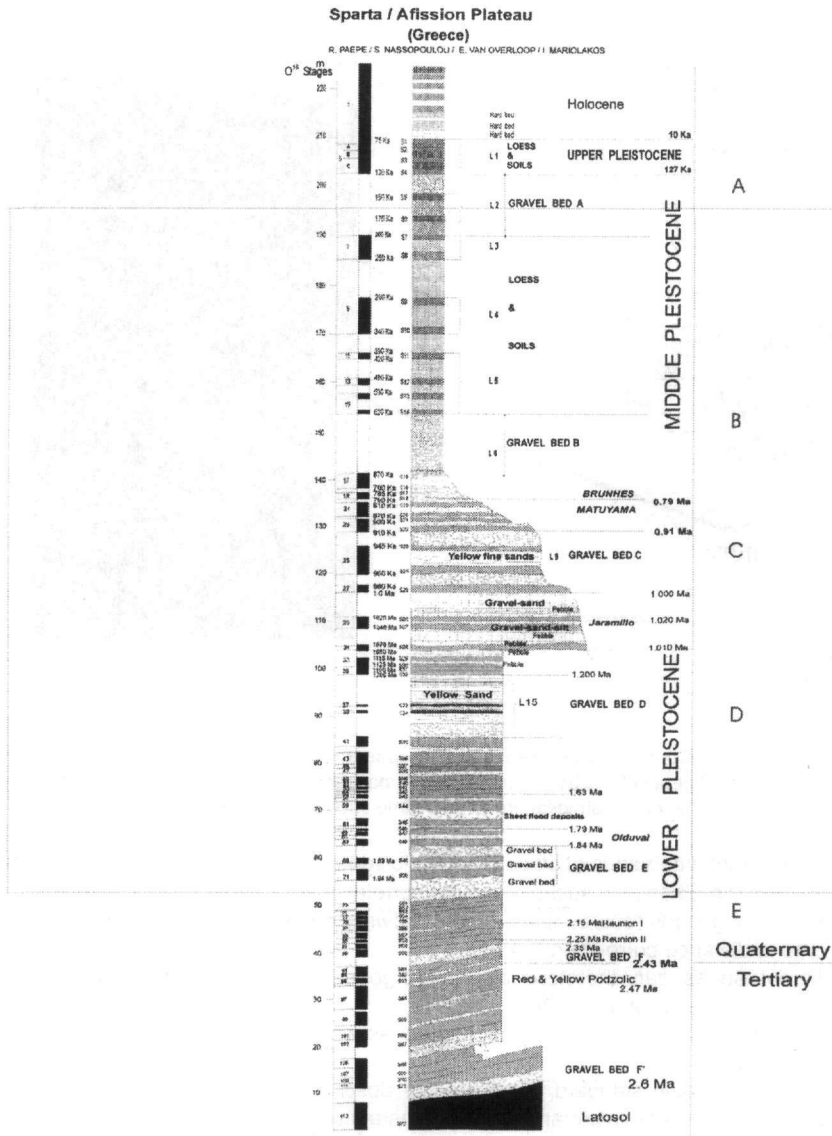


Figure 2a. Quaternary section of Sparta/Afission

The lithostratigraphic sequence of as shown in Figure 2a is described in Table 1 hereunder. It is correlated (Figure 2b) tc a similar soil-stratigraphic loess sequence from Huanglin (Loess Plateau of Central China described by Han Jiamao et al. 1991) on the right of the same figure.

Detailed presentations of the section were already published earlier (e.g. Paepe et al. 1990, 1996). Differences with previous published data relate mainly to observations made in more recent sections such as those recorded at the new Athens 'Elefteriou Venizelos' airport while under construction in the nineties's (currently under study for publication).

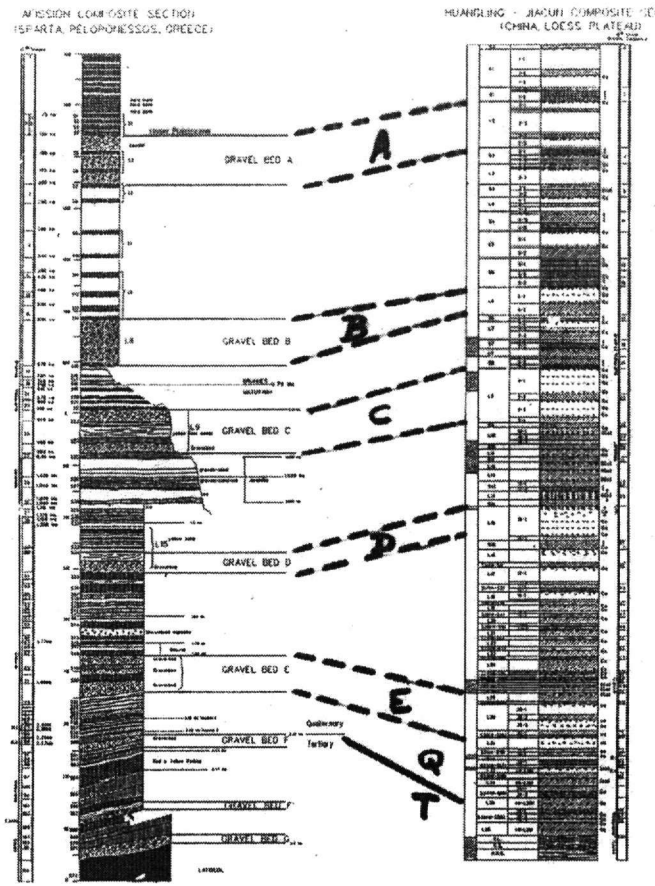


Figure 2b. Comparison Affision and Huangling Loess

It resulted in first: the definite threefold subdivision of the land-soil Pliocene and second: the attribution of an Upper Miocene age to the latosol at the base of this sequence which previously was considered as Middle Pliocene. At the airport section another gravel bed and red soil appeared clearly above Gravel Bed F' which was faintly developed at the Afission section as presented on the left in Figure 2. Henceforth, the latter became labelled Gravel Bed G while the gravel bed above the first red soil, not labelled so far in the Afission section, became Gravel Bed F' as described in Table 1. Depth, Description, Interpretation, Age and IOS (ocean 'isotopic oxygen stage') are reported at each successive level.

Table 1. Description of the lithostratigraphic record

Depth	Description	Interpretation/Age/IOS
000 – 006 m	LATOSOL correlated with Upper Miocene peatbogs at Choremi DEI excavation pit	Upper Miocene/10 Ma
006 – 027 m	7 thick series of GRAVEL BEDS (GB G, GB F' and GB F) each overlain by sands and loams and by a deep red soil *Australopithecus afarensis* extincts about 2.6 Ma	Lower, Middle and Upper Pliocene respectively 7.5 Ma, 5 Ma and 2.6 Ma; soils correlated with IOS 103 through 91 (in GBF' Gauss/Matuyama 2.6 Ma)
027 – 043 m	11 thin series of sand, loams, gravels and red soils topped by thick GRAVEL BED E It is the habitat of *Australopithecus africanus*	Lowermost Pleistocene (2.4 – 1.9 Ma) as GBF' (2.6 Ma) occurs below these series Ending up at the Olduvai Event. soils correlated with IOS 89 through 69

043 – 064 m	14 thin series of sand, loams, gravels and red soils topped by thick GRAVEL BED D Habitat of *Homo habilis & Zinjanthropus*	Middle Lower Pleistocene (1.9 – 1.4 Ma) soils correlated with IOS 67 through 41.
064 – 091 m	8 thin series of sand, loams, gravels and red soils topped by thick GRAVEL BED C Thick eolian sands at start: 1.4 Ma Great Drought Habitat of *Homo erectus & Sinanthropus*	Upper Lower Pleistocene (1.4 – 0,9 Ma) soils correlated with IOS 39 through 25 Cobb (1.99 Ma) and Jaramillo (1.07 Ma) positive Events occur in these series
0.91 – 108 m	4 thin series of sands, loams, less gravels and weak red soils topped by thick GRAVEL BED B indicating transitional climate from wet to drought Extinction of *Homo erectus & Sinanthropus*	Lower Middle Pleistocene (0.9 – 0.6 Ma) soils correlated with IOS 23 through 17 Brunhes/Matuyama boundary at 0.79 Ma
108 – 145 m	10 thick series of sands, loams, less gravels but strong red soils topped by thick GRAVEL BED A Soils more widely spaced through time indicating climate changing into general drought Dawn of *Homo sapiens neanderthalensis*	Middle Middle Pleistocene (0.6 – 0.1 Ma) soils correlated with IOS 15 through 7
145– 148 m	5 moderately developed soils with thin gravelly layers in between Detailed study is provided at Koroni section	Upper Pleistocene (0.127 Ka – 10 Ka) soils correlated with IOS 5 through 3 as the three lowermost ones are grouped as Last Interglacial and two uppermost ones as Last Glacial Interstadials:
148– 160 m	8 moderately developed soil in alluvial sediments Detailed study is provided at Marathon section	Holocene (Last 10 Ka or 10.000 years) The whole Holocene soil compound corre lates with IOS 1.

Main characteristics of the Sparta/Afission record:

- Above the basal Miocene latosol overlain by Gravel Bed G, follows a threefold series of equally red latosolic-like geosoils of the Pliocene. GBF' (containing the 2.6 Ma Gauss-Matuyama keybed) occurs in the middle of them so that Gravel Bed F on top of these Pliocene geosoils and covered by the complete sequence of the Pleistocene (and the Holocene at the very top of it) is the Plio-Pleistocene boundary.
- This Plio-Pleistocene boundary is secured by two datings: first the GBF' gravel deposit containing the Gauss/Matuyama boundary of 2.6 Ma (as is also the case in the loess of China); second the Reunion 1&2 reversals at respectively 2.15 and 2.25 Ma occurring right above the uppermost GBF gravel deposit. Henceforth, the beginning of the Pleistocene is estimated at 2.4 Ma. This complies with the earlier assumption of the start of the Pleistocene on land is at 2.43 Ma (Zagwijn & Paepe 1968).
- The Pleistocene sequence which follows above, is composed of a sixfold cyclothem system of 6 stratigraphically spaced Gravel Beds (GB) at 400 Ka time intervals. This cycle was computed Van Overloop & Paepe (1998) on basis of the Sparta/Afission geosoil record. It encompasses the 400Ka cycle of the deepsea record. Actually, the total timespan of 6 cyclothems is 6 x 400 Ka=2.4 Ma. This landbound figure differs considerably from the marine-bound Calabrian boundary locating the Plio-Pleistocene boundary at 1.78 Ma.
- Paepe et al. (1995) made an attempt to subdivide the 2.4 Ma Pleistocene record climatically on basis of the 400 Ka periodicity, into Climatic Superstages called respectively 'Thermomers' with warmer interglacials and 'Cryomers' with colder interglacials. The six cyclothems were subsequently labelled as T1 (between GB F and GB E), C1 (between GB E and GB D), T2 (between GB D and GB C), C2 (between GB C and GB B), T3 (between GB B and GB A) and finally C3 (between GB A and later). It explains the cyclic variation in intensity of the interglacials viz. interstadials every 400 Ka. The Pleistocene in Greece starts with T1, a warm cyclothem with four warm interglacials.
- Correlation at the level of the six cyclothems and related geosoil series, between far distanciated sections such as of Lochuan on the Central Loess Plateau in China (Liu 1985), or as the Greek type of sedimentary sequences in the West- (Congo, Burundi, Uganda) and East-African Rifts (Tanzania) (Van Overloop & Paepe 1998), prove to be

quite feasible and add to confirm the time-stable character of these cycles at any place of the globe.

- This 'time-stable' character infers moreover an extraterrestrial most probably planetary origin. Paepe et al. (1995) previously computed this geosoil time-stability to be of the order of 0.1% at the 1.000.000 time interval. This implies a possible soil-stratigraphic shift of maximum 1yr/1000yrs or 100yrs for one Milankovitch eccentricity cycle of at random 100.000 yrs. Considering that this Milankovitch eccentricity cycle corresponds to an Interglacial-Glacial cycle (similar to the Last Interglacial – Last Glacial Cycle) is inferring that all Interglacial-Glacial cycles of the long-term Pleistocene record obey to the same law of time-stability.
- The question remains though why every fourth eccentricity cycle of the 400Ka cycle terminates in the deposition of a hughe gravel bed (A, B; C, D, E, F) whatever one is dealing with a thermomer or with cryomer. Such hughe gravel beds can only originate when steady rock fragmentation under desertic environmental circumstances can sufficiently supply such hughe amounts of basic coarse clastic material. Therefore, it is hereby assumed that the Gravel Beds infer phases of drought and cooling off which in the fourth eccentricity cycle could have been triggered by other planetary forcings such as the obliquity (41 Ka) and the precession (23 Ka) just to mention the Milankovitch cycles only. Van Overloop & Paepet (1998) is, however, suggesting that other cyclicities may intervene as well in addition to the classical Milankovitch cycles.

1.2.2 Section Kandanos

The Kandanos section lies along the road to Kandanos at about 3 km distance when arriving from Maleme. The geological sequence is exactly the same as the one of Sparta/Afission in the Peloponnesus. The sequence starts here also with the Miocene latosol followed upwards by a series of alternating red soils and gravels as was already earlier described (Paepe et al. 1996).

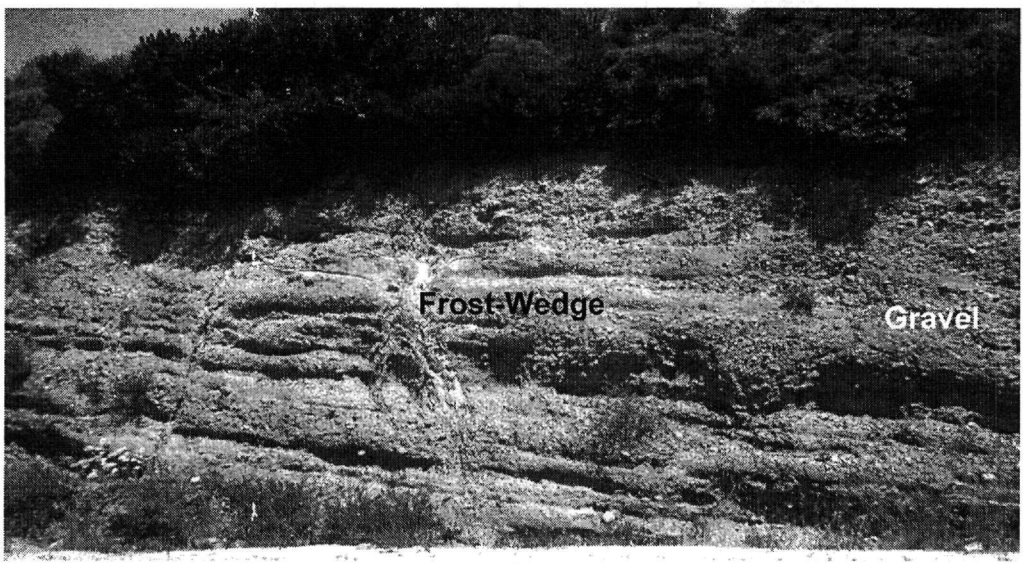


Figure 3. Quaternary section of Kandanos (Crete) showing an alternating series of lower Pleistocene red soils and gravels with a frost-wedge zone in the middle and to the left of it, a young fault line.

However, at many stages of the Kandanos record cold features, like frostwedges indicating periodic permafrost occurrences, appeared to exist between the red geosoil sequences. as is illustrated in Figure 3 and on the left diagramme in Figure 4. Recently similar frost features were observed in the Garazo-Anogia area. The frostwedge sequence indicates that several ice-ages

occurred throughout the Pleistocene in Crete, i.e. the most southern part of Europe (Paepe & Van Overloop 2001).

2 LONG, MIDDLE AND SHORT TERM RECORD OF THE PLEISTOCENE

2.1 Pleistocene Long Term Record (Recent till 2.4 Ma)

The position of the Crete frostwedge sequence as indicated in Figure 4 by the inverted black triangular arrows, show that cold climatic conditions prevailed at regular times throughout the Pleistocene on the island of Crete. When considering similar occasional observations in the Peloponnesus and elsewhere in mainland Greece in general, the regular Crete frostwedge sequence may then be considered as representative for the whole region.

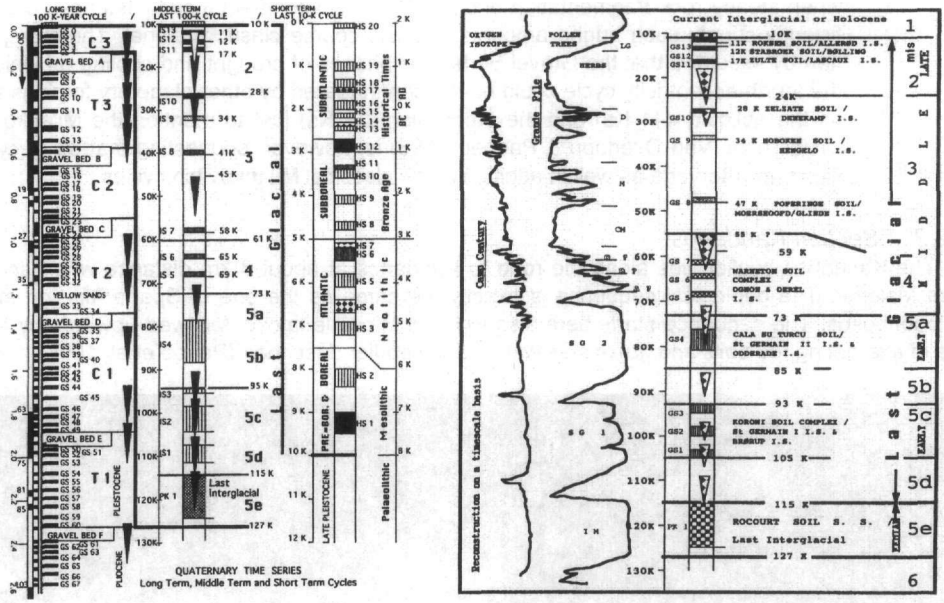


Figure 4. To the left, table of the Pleistocene Long Term, Middle Term and Short Term Record. To the right, detail of the Pleistocene Midlle Term Record.

The Greek Pleistocene record is thus characterised by at least 11 regularly occurring strong cold (frostwedge) stages over the last 2.4 Ma with intervals of 200 Ka, 400 Ka and 600 Ka: within the Lower Pleistocene occurring at 2.3 Ma, 1.9 Ma, 1.7 Ma, 1.4 Ma, 1.2 Ma, 1.0 Ma; within the Middle Pleistocene occurring at 0.5 Ma, 0.4 Ma, 0.3 Ma and 0.2 Ma inferring cold stage recurrences at 100 Ka. One specific 100 Ka cycle occurs above Gravel Bed A encompassing the entire range of the last Cryomer-C3. It corresponds to the Pleistocene Middle Term Record studied hereunder.

2.2 Pleistocene Middle Term Record (127 Ka – 10 Ka)

The Pleistocene Middle Term Record was recorded at Koroni in the Peloponnesus, and corresponds by definition to the time span of the Last Interglacial – Last Glacial sequence before the Holocene: 127 Ka – 10 Ka. It correlates with the last eccentricity cycle of Milankovitch of at random 100 Ka. Between the Last Interglacial Geosoil (127 Ka – 115 Ka) and the Holocene Geosoil (10 Ka) 13 interstadial Geosoils occur interfering with 6 levels of frostwedges. It subdivides the whole sequence into an initial warmer period lasting from 115 Ka till 73 Ka and a firm cold period from 73 Ka till 17 Ka. After the latter date, the temperature curve is steeply rise to the Holocene at 10 Ka.The

trend revealed in the soil and frostwedge sequence is reflected in the pollen record of La Grande Pile in NE France, and in the ice oxygen isotopic record of Camp Century in Greenland.

2.3 Holocene Short Term Record (10 Ka)

As indicated in the third column on the left table in Figure 4, twenty alternating dryer-cooler and wetter-warmer cycles occurred within the last 10 Ka (Holocene or current interglacial) as revealed in the coastal plain of Marathon. These geological stages are encompassing the prehistorical-archaeological periods of the last 10 Ka.

3 CONCLUSION

Peloponnesus and Crete are probably offering the best possible standard sections for Eastern Mediterranean Pleistocene Series. The geological sections of Sparta/Affision (Peloponnesus) and Kandanos (Crete) revealed a complete Pleistocene land record based on soil-stratigraphic sequences. The latter provided a Long Term and a Middle Term Pleistocene record with in addition the Holocene Short Term record on top of the stratigraphic ladder. The latter could easily be correlated with the archaeological chronostratigraphy of Greece.

REFERENCES

Han Jiamao, J.J. Hus, R. Paepe, R.E. Vandenberghe and Liu Tungsheng, 1991. The Rock Magnetic Properties of the Malan and Lishi Formations in the Loess Plateau of China, 30-47. In : *Liu Tungsheng (eds), Environment and Global Change*, Science Press, Beijing, China.

Liu, T., 1985. Central Loess Plateau in China. *Proceedings Academia Sinica.* Special Issue, 226pp.

Zagwijn, W.H. and Paepe, R., 1968. Die Stratigraphie der Weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens. *Eiszeitalter und Gegenwart*, **19**, 126-146.

Paepe, R., Mariolakos, I., Van Overloop, E., and Keppens, E., 1990. Last Interglacial-Glacial Geosoil Traverse (from stratotypes in the North Sea Basin and in the Eastern Mediterranean), *Quaternary International,* **5**, 57-70.

Paepe, R., Hadziotou, M., and Van Overloop, E., 1995. Twenty Cyclic Pulses of Drought and Humidity during the Holocene. *In* : Finkl, C.W. Jnr. (ed.), Holocene Cycles. *Journal of Coastal Research*, Special Issue **17**, 55-61.

Paepe, R., Mariolakos, I., Nassopoulou, S., Van Overloop, E., and Vouloumanos, N., 1996. Quaternary Periodicities of Drought in Greece. In: *Angelakis, A.N. and Issar, A.S. (eds), Diachronic Climate Impacts on Water Resources,* NATO ASI Series I: Global Environmental Change, Vol. **36**, 77 – 110.

Paepe, R., and Van Overloop, E., 2001. Permafrost Equivalents from Boreal to Tropical Zones. In: *R. Paepe and V. Melnikov (eds), Permafrost response on economic development, environmental security and natural resources,* NATO ASI Series 2, Environmental Security, Vol. **76**, 151-184.

Shackleton, N.J., Berger, A. and Peltier, W., 1990. An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene time-scale based on ODP Site 677. In: Transactions Roy. Soc. Edinburgh, *Earth Sciences*, **81**, 251-261.

Van Overloop, E., and Paepe, R., 1998. The Quaternary Geology around the Great Lakes in Central Africa. *Proceedings Int. Conf. on Tropical Climatology, Meteorology and Hydrology,* 142-175.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

AGE DETERMINATION AND PALAEOGEOGRAPHIC RECONSTRUCTION OF PINDOS FORELAND BASIN BASED ON CALCAREOUS NANNOFOSSILS

Vakalas I.[1], Ananiadis G.[1], Kontopoulos N.[1], Stoykova K.K.[2], and Zelilidis A.[1]

[1]*Laboratory of Sedimentology, Department of Geology, University of Patras, 26500, Rio, Patras, Greece, ivakalas@upatras.gr, gananiad@upatras.gr, a.zelilidis@upatras.gr Kontopou@upatras.gr*

[2]*Department of Paleontology and Stratigraphy, Geological Institute of Bulgary, Academy of Scinces,* Stoykova@router.geology.bas.bg

ABSTRACT

The study area is part of the Pindos foreland (Underhill, 1985). Pindos foreland is a tertiary turbiditic foreland basin fill trending parallel to the external Hellenides and occupies Gavrovo and Ionian isopic zones (Aubouin, 1959).

The age of Pindos foreland sediments is still a matter of discussion. B.P. (1971) proposed an early Miocene to middle Miocene age, explaining the presence of Oligocene fauna as a product of large scale erosion and reworking of older sediments during Miocene. IGSR&IFP(1966) suggested a late Eocene to early Miocene age for the basin fill while Fleury (1980), Leigh (1991), Wilpshaar (1995), Bellas (1997) assigned an Oligocene age. Avramidis et al (1999) proposes a middle Eocene to early Miocene age assessment, using nannofosil zones from three studied cross sections in the Klematia-Paramythia basin (middle Ionian zone).

The determination of the sediment ages was based on the study of calcareous nannofossils, which came from almost 120 samples covering 11 geological cross sections. The nannofosil marker species that were found in the samples were classified using the biozones proposed by Martini in 1971.

According to the age assessments arose from the studied samples, clastic sedimentation in the study area began in the Middle Eocene, with small differences among the basin. The end of clastic sedimentation seems to be at different times in different parts of the basin.

1 GEOLOGICAL SETTING

The study area is part of the Pindos foreland (Underhill, 1985) and comprises the Epirus, Akarnania and NW Peloponnesus regions. Pindos foreland is a Tertiary turbiditic foreland basin fill trending parallel to the external Hellenides and occupies the Gavrovo and Ionian isopic zones (Aubouin, 1959). The basin is bounded to the east by the Pindos thrust and to the west by the Ionian thrust. The Gavrovo thrust separates the Gavrovo and Internal Ionian zones. In addition to these major thrusts, two minor thrusts divide the Ionian zone into the internal, middle and external Ionian zone (from east to the west) (IGSR&IFP, 1966).

The accumulation of the turbiditic deposits resulted from the deformation of the external Hellenides which migrated in a westward direction. During this migration, the Gavrovo and Ionian zones acted as a foreland basin (Underhill 1985; 1989, Clews 1989, Alexander et al. 1990, Avramidis 1999). Therefore the turbiditic deposits of Gavrovo and Internal Ionian zones are considered as a uniform genetic system (Alexander et al. 1990). The age of Pindos foreland sediments is still a matter of discussion. B.P. (1971) proposed an early Miocene to middle Miocene age, explaining the presence of Oligocene fauna as a product of large scale erosion and reworking of older sediments during the Miocene. IGSR&IFP (1966) suggested a late Eocene to early Miocene age for the basin fill while Fleury (1980), Leigh (1991), Wilpshaar (1995), and Bellas (1997) assigned an Oligocene age. Avramidis et al. (2000) proposed a middle Eocene to early

Miocene age, using nannofosil zones from three studied cross sections in the Klematia-Paramythia basin (middle Ionian zone).

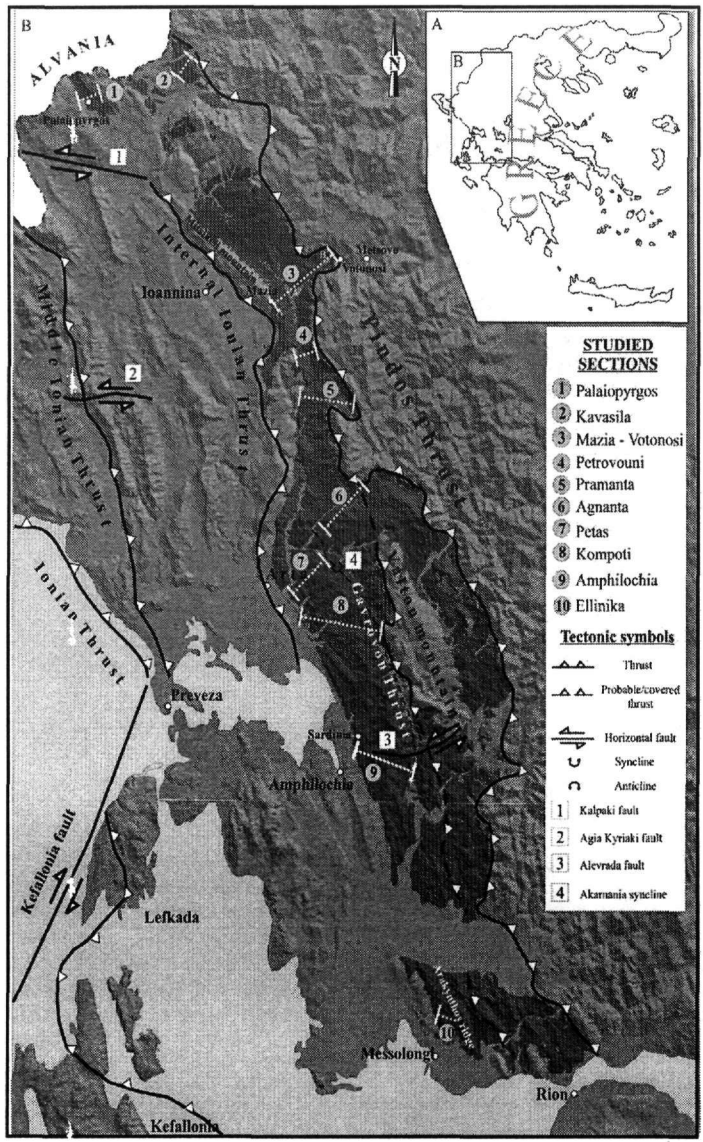


Figure 1: Geological map of the study area. The studied sections are shown by white line, while the dark grey color represents the submarine fan deposits.

2 METHODOLOGY

The determination of the sediment ages was based on the study of calcareous nannofossils, originating from 116 samples, distributed in 11 geological cross sections along the Internal Ionian and Gavrovo zones. Samples were from the base and the top of the section. At the base were over limestones and specially from transitional beds to turbidites in order to have the exact start age of sedimentation. The cross sections have a west – east orientation and cover the Epirus and Akarnania regions, bounded northwards by the Hellenic-Albanian borders and southwards by the

Corinth gulf. The nannofosil marker species that were found in the samples were classified using the biozones proposed by Martini in 1971 and showed in the following two plates (plates 1 and 2).

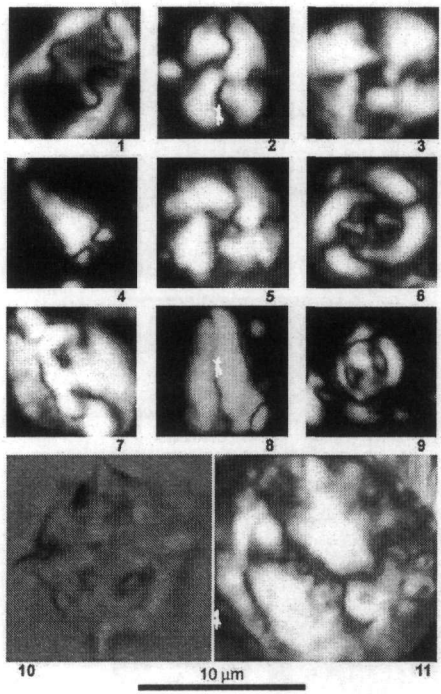


Plate 1: 1. *Helicosphaera seminulum*. Section Petrovouni PV1, Upper Eocene, NP18-20, 2. *Dictyococcites scrippsae*. Section Petrovouni PV20, Upper Eocene-Oligocene, NP20-23, 3. *Cyclicargolithus floridanus*. Section Agnanta AGN3, Upper Eocene-Oligocene, NP20-23, 4. *Sphenolithus predistentus*. Section Agnanta AGN1, Upper Eocene-Lower Oligocene, NP20-21, 5. *Cribrocentrum reticulatum*. Section Agnanta AGN3, Upper Eocene-Oligocene, NP20-23, 6. *Chiasmolithus solitus*. Section Agnanta AGN3, Upper Eocene-Oligocene, NP20-23, 7. *Helicosphaera recta*. Section Metsovo MB16, Upper Oligocene, NP24-25, 8. *Zygrhablithus bijugatus*. Section Metsovo MB13, Lower Oligocene, NP21-23, 9. *Ericsonia subdisticha*. Section Petrovouni PV1, Upper Eocene, NP18-20, 10. *Nannotetrina fulgens*. Section Palaiopyrgos KB7, Middle Eocene, NP16, 11. *Coccolithus eopelagicus*. Section Agnanta AGN68, Lower Oligocene, NP21-23.

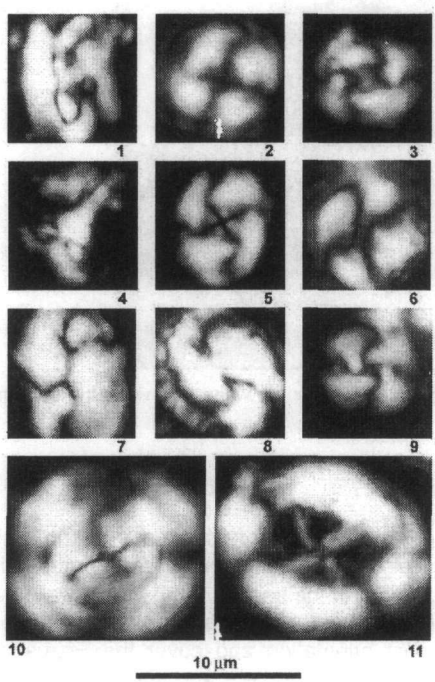


Plate 2: 1. *Helicosphaera recta*. Section Kompoti FLO15, Upper Oligocene NP24-25, *2. Ericsonia formosa*. Section Amphilochia AMB2, Upper Eocene-Lower Oligocene NP21, *3. Reticulofenestra oamaruensis*. Section Amphilochia AMB10, Lower Oligocene NP21-22, 4. *Sphenolithus distentus*. Section Kompoti FLO2, Upper Oligocene NP24-25, *5. Cribrocentrum reticulatum*. Section Pramanta PR35, Upper Eocene NP18, *6. Coccolithus pelagicus*. Section Elinika AGR9, Upper Eocene NP17-20, *7. Dictyococcites scrippsae*. Section Elinika AGR10, Upper Eocene NP17-20, *8. Helicosphaera compacta*. Section Elinika AGR9, Upper Eocene NP17-20, *9. Cyclicargolithus floridanus*. Section Amphilochia AMB2, Upper Eocene-Lower Oligocene NP21, *10. Dictyococcites bisectus*. Section Amphilochia AMB2, Upper Eocene-Lower Oligocene NP21, 11. *Chiasmolithus expansus*. Section Elinika AGR9, Upper Eocene NP17-20.

3. AGE ASSESMENTS

3.1. Palaiopyrgos – Kavasila sections

In Kavasila section 6 samples have been studied. The results of the analysis are shown in the following table:

Sample/strat. level	Age	Biozone	Nannofossil marker – species in association (in situ)
KB15/740m	Late Eocene	NP20-21	D. bisectus, D. scrippsae, C. pelagicus, D. barbadiensis, D. saipanensis, R. umbilica, Cribrocentrum reticulatum, Sphenolithus orphanknolensis, E. formosa
KB14/610m	Late Eocene	NP20-21	Zygrhablithus bijugatus, D. scrippsae, Sphenolithus moriformis, C. floridanus, C. pelagicus
KB18/240m	Late Eocene	NP20-21	C. pelagicus, S. moriformis, Cy. floridanus, E. subdisticha, D. saipanensis, R. umbilica, Z. bijugatus
KB19/170m	Late Eocene	NP20-21	Discoaster saipanensis, D. bisectus, D. scrippsae, C. pelagicus, Cy. floridanus, Z. bijugatus
KB17/30m	Late Eocene	NP20-21	R. umbilica, D. bisectus, Sphenolithus orphanknolensis, E. formosa, Cy. floridanus
KB16/0m	Late Eocene	NP20-21	Cy. floridanus, D. bisectus, Bicolumnus ovatus, S. moriformis, Helicosphaera euphratis, Discoaster tanii, S. moriformis

Table 1: Nannofossil marker species and age determination of the analysed samples in Kavasila section. The stratigraphic level of each sample has been estimated according to Vakalas (2003).

In Palaiopyrgos section 4 samples have been studied. The results are the following:

Sample/strat. level	Age	Biozone	Nannofossil marker – species in association (in situ)	Reworked species
KB4/	Late Eocene	NP20	Ericsonia subdisticha, E. formosa, Dictyococcites bisectus, D. scrippsae, Discoaster germanicus, D. tanii, D. septemradiatus, D. binodosus, Reticulofenestra umbilica, Cribrocentrum reticulatum, Coronocyclus nitescens, Coccolithus pelagicus, C. miopelagicus, Zygrhablithus bijugatus, Sphenolithus moriformis, S. conspicuus	Strong reworking of Upper Cretaceous, Paleocene, Eocene species.
KB5/	Late Eocene	NP20-21	Reticulofenestra umbilica, Helicosphaera reticulata, H. euphratis, Cy. floridanus, C. pelagicus, Sphenolithus moriformis, Discoaster deflandrei, D. tanii, D. distinctus, Zygrhablithus bijugatus, Chiasmolithus grandis, E. formosa	Fasciculithus bobii, F. shaubii, Rhomboaster spineus, R. contortus, Toweius eminens, Discoaster lodoensis, D. perpolitus, D. gemmifer
KB6/	-	-	Empty sample	
KB7/	Middle Eocene	NP16	Discoaster germanicus, D. barbadiensis, D. saipanensis, D. deflandrei, D. nonaradiatus, D. binodosus, Sphenolithus radians, E. formosa, Reticulofenestra umbilica, R. dyctioda, R. pelycomorpha, R. clatrata, Micrantolithus vesper, Helicosphaera compacta, C. floridanus, C. pelagicus, C. miopelagicus, D. bisectus, D. scrippsae, Zygrhablithus bijuatus	Strong reworking of Paleocene species.

Table 1: Nannofossil marker species and age determination of the analysed samples in Palaiopyrgos section

3.2 Metsovo section

In Metsovo section two sections have been studied. The first section is located at the road axis that connects Mazia village and Baldouma bridge, while the second ranges from Baldouma bridge to Votonosi village. Although the two sections are continuous, they have been studied separately due to their different tectonic style (Vakalas, 2003).

3.2.1 *Metsovo A-A' section*

In Metsovo A-A' section the following samples have been analyzed (table 2):

Table 2 : Metsovo A-A' section age determination

Sample/strat. level	Age	Biozone	Nannofossil marker – species in association (in situ)	Reworked species
MB10/2200m	Late Eocene Early Oligocene	NP18-22	Helicosphaera euphratis, H. compacta, Sphenolithus moriformis, Discoaster tani nodifer, D. deflandrei, Dictyococcites bisectus.	
MB6/1850m	Middle-Late Eocene	NP17-20	Reticulofenestra umbilica, R. dictyoda, Braarudosphaera bigelowii, Pontosphaera spp., Ericsonia formosa, Discoaster barbadiensis, Chiasmolithus grandis, Coccolithus miopelagicus.	
MB4/1450m	Middle-Late Eocene	NP17-20	Helicosphaera compacta, Dictyococcites bisectus, D. callidus, Discoaster barbadiensis, D. deflandrei, Coccolithus pelagicus, Sphenolithus moriformis	
MB3/1100m	Middle Eocene	NP16	Reticulofenestra umbilica, R. hillae, Dictyococcites bisectus, Sphenolithus radians, Coccolithus miopelagicus	
MB2/400m	Early-Middle Eocene	NP13-16	Ericsonia formosa, R. dictyoda, Chiasmolithus consuetus	
MB1/75m	Early-Middle Eocene	NP13-16	Reticulofenestra dictyoda, Discoaster lodoensis, D. barbadiensis, C. pelagicus, C. miopelagicus, Helicosphaera seminulum, Ericsonia formosa, Cruciplacolithus tenuis, Sphenolithus primus	M. decussata, L. cayeuxii, Q. Gartneri

3.2.2 *Metsovo B-B' section*

In Metsovo section 7 samples have been analyzed resulting in the age assesments that are presented in the following table (table 3):

Table 3 : Metsovo B-B' section age determination

Sample/strat. Level	Age	Biozone	Nannofossil marker – species in association (in situ)	Reworked species
MB17/1875m	Late Oligocene	NP24-25	Coccolithus pelagicus, C. miopelagicus, D. bisectus, Cy. Floridanus	
MB16/1650m	Late Oligocene	NP24-25	Sphenolithus ciperoensis (NP24-25), S. moriformis, S. pseudoradians, Helicosphaera recta (NP24-25), Cy. abisectus, Cy. floridanus, R. umbilica, D. bisectus, Z. bijugatus, Coccolithus pelagicus, Coccolithus miopelagicus	
MB15/1350m	-		Coccolithus pelagicus, S. Moriformis	
MB14/1100m	Early Oligocene	NP22-23	Reticulofenestra umbilica, Cyclicargolithus floridanus, Cy. abisectus, Coccolithus pelagicus, Coccolithus miopelagicus, S. moriformis, Dictyococcites bisectus	E. Cretaceous and Paleocene species: Quadrum sissinghi, Cr. tenuis,
MB13/700m	Early Oligocene	NP21-23	Cyclicargolithus floridanus, D. deflandrei, E. formosa, R. umbilica, R. oamaruensis, Z. bijugarus, Helicosphaera euphratis, H. compacta, Sphenolithus predistentus	Reworking of Paleocene and Eocene species: Fasciculithus spp., Discoaster wemmelensis, Toweius gammation, Ch. consuetus
MB12/400m	Early Oligocene	NP21-22	Reticulofenestra umbilica, Sphenolithus moriformis, Helicosphaera compacta, Cyclicargolithus floridanus	
MB11/85m	Early Oligocene	NP21-22	Dictyococcites bisectus, Reticulofenestra umbilica, Cy. floridanus, Coccolithus pelagicus, Coccolithus miopelagicus, S. moriformis, D. Deflandrei	Reworked K2 and Paleocene-Eocene species: P. cretacea, Prinsius dimprphosus Ch. mutatus, Ch. grandis, Ch. consuetus

3.3 Petrovouni section

In Petrovouni section 10 samples have been analysed (table 4):

Table 4 : Petrovouni section age determination. Reworked nannofossil species are absent at this section

Sample/s. level	Age	Biozone	Nannofossil marker – species in association (in situ)
PV20/1800m	Late Eocene - Oligocene	NP20-23	Reticulofenestra oamaruensis, R. umbilica, Transversopontis fibula, Ericsonia formosa, Coccolithus pelagicus, C. miopelagicus, Zygrhablithus bijugatus, Chiasmolithus grandis, Sphenolithus conspicuus, Discoaster saipanensis, D. barbadiensis
PV19/1750m	Late Eocene – Oligocene	NP20-23	Sphenolithus moriformis, Helicosphaera intermedia, Ericsonia formosa, Coccolithus pelagicus, D. Bisectus
PV18/1700m	Late Eocene – Oligocene	NP20-23	Helicosphaera euphratis, H. compacta, Coccolithus pelagicus, Cy. floridanus, Sphenolithus moriformis, S. predistentus, D. bisectus, Ericsonia formosa
PV17/1650m	Late Eocene – Oligocene	NP20-23	Helicosphaera compacta, Cy. floridanus, Sphenolithus moriformis, D. bisectus
PV13/1100m	Late Eocene – Oligocene	NP20-22	Coccolithus miopelagicus, C. pelagicus, Thoracosphaera spp., Cy. floridanus, D. Scrippsae
PV12/980m	Late Eocene – Oligocene	NP20-22	Coccolithus miopelagicus, Ret. umbilica, Cy. floridanus, Ericsonia formosa
PV7/680m	Late Eocene – Oligocene	NP20-23	Sphenolithus pseudoradians, S. predistentus, S. moriformis, Helicosphaera compacta, Cyclicargolithus floridanus, Coccolithus miopelagicus
PV5/380m	Late Eocene – Oligocene	NP20-22	Reticulofenestra umbilica, Discoaster saipanensis, D. barbadiensis, Chiasmolithus grandis, Coccolithus miopelagicus, C. pelagicus, Cribrocentrum reticulatum, Cyclicargolithus floridanus, Sphenolithus predistentis
PV2/30m	Late Eocene	NP19-20	Ericsonia formosa, Coccolithus miopelagicus, C. pelagicus, Cyclicargolithus floridanus, Discoaster saipanensis, D. barbadiensis, D. deflandrei, Dictyococcites scrippsae, D. bisectus
PV1/0m	Late Eocene	NP18-20	Isthmolithus recurvus, Discoaster saipanensis, D. tanii, D. barbadiensis, D. deflandrei, Chiasmolithus grandis, Reticulofenestra umbilica, Coccolithus miopelagicus, Ericsonia obruta, Dictyococcites scrippsae, D. bisectus, Sphenolithus obtusus.

3.4 Pramanta section

In Pramanta section (southwards of Petrovouni) 13 samples have been analysed (table 5):

Table 5 : Pramanta section age determination. Reworked nannofossil species are absent at this section

Sample/strat. Level	Age	Biozone	Nannofossil marker – species in association (in situ)
PR10/3980m	Late Eocene	NP19-20	Reticulofenestra oamaruensis (FO NP20), R. umbilica, Bicolumnus ovatus, Ericsonia formosa, C. pelagicus, Sphenolithus moriformis, Discoaster deflandrei, D. tanii nodifer.
PR12/3290m	Late Eocene	NP19-20	C. miopelagicus, Helicosphaera reticulata, Ericsonia formosa, S. moriformis, D. barbadiensis, Reticulofenestra umbilica, Chiasmolithus consuetus
PR14/3220m	Late Eocene	NP19-20	C. pelagicus, C. miopelagicus, Reticulofenestra umbilica, Chiasmolithus solitus, Dictyococcites bisectus, Ericsonia Formosa
PR16/3150m	Late Eocene	NP19-20	C. miopelagicus (acme), C. pelagicus, Cribrocentrum reticulatum, Chiasmolithus oamaruensis, Ericsonia formosa, Discoaster tanii, D. binodosus, D. barbadiensis, D. deflandrei, Sphenolithus radians, Reticulofenestra umbilica
PR43/2570m	Late Eocene	NP18-20	Sphenolithus moriformis, Dictyococcites bisectus, Discoaster deflandrei, Helicosphaera euphratis, H. intermedia, C. Pelagicus
PR39/1900m	Late Eocene	NP18-20	Poor sample: Dictyococcites bisectus, Discoaster deflandrei, Ericsonia formosa, Chiasmolithus grandis, C. pelagicus
PR38/1600m	Late Eocene	NP18-20	Poor sample: Ericsonia formosa, Reticulofenestra umbilica, Dictyococcites bisectus, Sphenolithus moriformis, S. predistentus
PR35/1280m	Late Eocene	NP18	Reticulofenestra umbilica, R. dictyoda, Dictyococcites bisectus, D. scrippsae, D. callidus, Ericsonia formosa, E. obruta, Helicosphaera lophota, H. euphratis, C. miopelagicus, C. pelagicus, Sphenolithus moriformis, Cribrocentrum reticulatum
PR31/1060m	Late Eocene	NP18	Cribrocentrum reticulatum, Discoaster tanii, D. barbadiensis, D. saipanensis, D. sublodoensis, Chiasmolithus grandis, C. miopelagicus, C. pelagicus, Helicosphaera compacta, Ericsonia formosa, Reticulofenestra umbilica, Sphenolithus moriformis,
PR28/930m	Middle Eocene	NP17	Reticulofenestra umbilica, Discoaster barbadiensis, D. saipanensis, D. tanii nodifer, Ericsonia formosa, Chiasmolithus grandis, C. miopelagicus, Dictyococcites bisectus
PR23/480m	Middle Eocene	NP17	Reticulofenestra umbilica, Chiasmolithus gigas, Ch. solitus, Discoaster barbadiensis, D. saipanensis, D. tanii, Coccolithus pelagicus, C. Miopelagicus
PR21/30m	Middle Eocene	NP17	Dictyococcites bisectus (acme), Reticulofenestra umbilica (acme), Discoaster tanii (acme), D. deflandrei, Ericsonia obruta
PR20/0m	Middle Eocene	NP16	Reticulofenestra dictyoda, Ericsonia obruta, Dictyococcites bisectus, Coccolithus pelagicus, C. Miopelagicus

3.5 Agnanta section

Twenty samples have been analysed in Agnanta section. The results of the analysis are shown in the next table (table 6):

Table 6 : Nannofossil marker species and their age assesment in Agnanta section.

Sample/strat. Level	Age	Biozone	Nannofossil marker – species in association (in situ)	Reworked species
AGN65/3180m	Oligocene	NP21-23	Sphenolithus moriformis, Helicosphaera euphratis, H. compacta, Coccolithus pelagicus, Cy. floridanus, D. bisectus, Braarudosphaera bigelowii	-
AGN66/3140m	Oligocene	NP21-23	Coccolithus miopelagicus, Coccolithus pelagicus, Sphenolithus distentus, S. moriformis, Cy. floridanus, D. bisectus (abundant), Reticulofenestra clatrata	Reworked Upper Cretaceous and Paleocene, Eocene species.
AGN67/3120m	Oligocene	NP21-23	Discoaster deflandrei, Reticulofenestra umbilica, R. clatrata, D. bisectus, Coccolithus miopelagicus, S. Moriformis	-
AGN68/3070m	Oligocene	NP21-23	Poor sample. Coccolithus miopelagicus, Coccolithus pelagicus, Cy. floridanus, E. Formosa	Reworked Upper Cretaceous and Middle and Upper Eocene species
AGN62/2700m	Oligocene	NP21-23	Reticulofenestra clatrata, R. umbilica, S. moriformis, S. predistentus, Cy. floridanus, Discoaster deflandrei, D. bisectus (abundant), C. miopelagicus, C. pelagicus	Reworked Upper Cretaceous and Middle Eocene species
AGN61/2650m	Oligocene	NP21-23	C. miopelagicus, C. pelagicus, E. formosa, D. bisectus, Cy. floridanus, Reticulofenestra umbilica	Reworking of Upper Cretaceous species.
AGN60/2600m	Oligocene	NP21-22	D. bisectus, C. miopelagicus, Thoracosphaera spp., Reticulofenestra umbilica, S. Moriformis	-
AGN58/2400m	Oligocene	NP21-23	Reticulofenestra clatrata, Helicosphaera euphratis, H. intermedia, S. moriformis	-
AGN57/2180m	Oligocene	NP21-23	C. miopelagicus (abundant), Cy. floridanus, Helicosphaera compacta, Sphenolithus moriformis, D. bisectus, C. Pelagicus	-
AGN54/1380m	Oligocene	NP21-23	Helicosphaera euphratis, Ericsonia formosa, E. obruta, Coccolithus pelagicus, D. bisectus, Cy. floridanus, S. Moriformis	-
AGN53/1270m	Oligocene	NP21-23	Cy. floridanus - abundant, Sphenolithus predistentus, S. moriformis, C. pelagicus, C. miopelagicus	-
AGN48/1060m	Oligocene	NP21-23	Cy. floridanus, E. formosa, Thoracosphaera spp., Helicosphaera intermedia	-
AGN46/870m	Oligocene	NP21-23	Sphenolithus pseudoradians, S. predistentus, C. miopelagicus, C. pelagicus, Dictyococcites bisectus, Cy. Floridanus	-
AGN44/810m	Oligocene	NP21-23	Sphenolithus moriformis abundant, Transversopontis fibula, Dictyococcites bisectus, Cy. Floridanus	-
AGN43/780m	Oligocene	NP21-23	Ret. umbilica, R. clatrata, Cy. floridanus, Dictyococcites bisectus, C. pelagicus, C. miopelagicus, Sphenolithus predistentus	-
AGN42/700m	Oligocene	NP21-23	Cy. floridanus abundant, Helicosphaera willcoxonii, Helicosphaera compacta, S. moriformis, Sphenolithus pseudoradians, C. miopelagicus, Dictyococcites bisectus	-
AGN41/680m	Oligocene	NP21-23	Braarudosphaera bigelowii, Helicosphaera compacta, Sphenolithus pseudoradians, Dictyococcites bisectus, D. scrippsae, Sphenolithus moriformis, C. pelagicus, Ericsonia Formosa	-
AGN39/630m	Oligocene	NP21-23	Poor sample . Small coccoliths	-
AGN37/570m	Oligocene	NP21-22	Sphenolithus moriformis, Helicosphaera euphratis, H. compacta, Coccolithus pelagicus, Cy. floridanus, S. predistentus, D. Bisectus	-
AGN36/500m	Oligocene	NP21-22	Ericsonia obruta, E. formosa, C. pelagicus, C. miopelagicus, Cy. Floridanus	-

3.6 Petas section

Eight samples have been analysed in Petas and showed an Oligocene age.

3.7 Kompoti section

In Kompoti section 9 samples have been analysed (table 7):

Table 7 : Kompoti section age determination.

Sample/strat. Level	Age	Biozone	Nannofossil marker – species in association (in situ)	Reworked species
FLO1/1000m	Late Oligocene	NP24-25 (NN1?)	D. deflandrei, C. floridanus, Cy. abisectus, Coccolithus pelagicus, C. miopelagicus, S. moriformis, D. adamanteus	
FLO2/900m	Late Oligocene	NP24-25 (NN1?)	Cy. abisectus, C. floridanus, D. deflandrei, Coccolithus pelagicus, Helicosphaera compacta, Dictyococcites bisectus, S. moriformis	Reworked Upper Cretaceous species
FLO7/720m	-		Coccolithus pelagicus, Cy. abisectus και Sph. Moriformis	
FLO10/680m	Late Oligocene	NP24-25	Helicosphaera recta, C. floridanus, Cy. abisectus, Coccolithus pelagicus, Sph. moriformis	
FLO11/420m	Late Oligocene	NP24-25	Cy. abisectus, Sphenolithus moriformis, Coccolithus pelagicus, C. miopelagicus	Reworked Upper Cretaceous and Paleocene and Eocene species
FLO12/400m	Late Oligocene	NP24-25	Helicosphaera recta, H. compacta, Coccolithus pelagicus, C. miopelagicus, Cy. abisectus, C. floridanus, Sph. Moriformis	Reworked Upper Cretaceous and Paleocene and Eocene species
FLO13/380m	Late Oligocene	NP24-25	Sphenolithus moriformis, Helicosphaera euphratis, Discoaster calculosus, D. deflandrei, Cy. abisectus, Coccolithus pelagicus, C. Miopelagicus	Reworked Upper Cretaceous and Eocene species.
FLO14/150m	Late Oligocene	NP24-25	Cyclicargolithus abisectus, C. floridanus, Coccolithus pelagicus (acme), Helicosphaera euphratis, H. compacta, H. bramlettei, D. bisectus, D. scrippsae, Sph. moriformis	
FLO15/100m	Late Oligocene	NP24-25	Cyclicargolithus abisectus, C. floridanus, Helicosphaera recta, H. compacta, H. euphratis, D. bisectus (acme), Sph. moriformis, Coccolithus pelagicus, C. miopelagicus	Reworked Upper Cretaceous species

3.7 Amphilochia section

Twenty four samples were analyzed in Amphilochia section. The results of the analysed samples are shown in the next table (table 8):

Table 8 : Amphilochia section age determination.

Sample/strat. Level	Age	Biozone	Nannofossil marker – species in association (in situ)	Reworked species
AMB41/3150m	Oligocene	NP23-24	C. pelagicus, Helicosphaera cf. recta, Sphenolithus pseudoradians, S. moriformis, Dictyococcites bisectus, Cy. Abisectus	
AMB40/2600m	Oligocene	NP23-24	Helicosphaera bramlettei, Cy. floridanus, Cy. abisectus, Sph. pseudoradians, S. moriformis, C. pelagicus, Pontosphaera multipora	Late Cretaceous species
AMB30/1450m	-		Poor sample	
AMB29/1400m	Early Oligocene	NP21-23	Helicosphaera compacta, Coccolithus pelagicus, C. miopelagicus, Cy. floridanus, D. Bisectus	Early Eocene species
AMB28/1290m	-		Poor sample	
AMB27/1270m	-		Poor sample	
AMB26/1200m	-		Poor sample	
AMB24/1150m	Early Oligocene	NP21-22	R. umbilica, D. bisectus, E. formosa, Coccolithus pelagicus, C. miopelagicus, S. Moriformis	
AMB22/980m	Early Oligocene	NP21-22	Sphenolithus moriformis, Coccolithus pelagicus, Cy. floridanus, D. bisectus, Ericsonia formosa	
AMB21/850m	Early Oligocene	NP21-22	Helicosphaera compacta, Cy. floridanus, Sphenolithus moriformis, D. bisectus, R. Umbilica	
AMB20/800m	Early Oligocene	NP21	C. pelagicus, D. bisectus, Cy. floridanus, Ericsonia formosa, Sph. Moriformis	
AMB19/760m	Early Oligocene	NP21	Reticulofenestra oamaruensis, C. pelagicus, D. bisectus, Cy. Floridanus	
AMB18/730m	-	-	Poor sample	
AMB14/680m	Early Oligocene	NP21-22	Helicosphaera compacta, H. euphratis, Cy. floridanus, C. pelagicus, D. bisectus	
AMB17/620m	Early Oligocene	NP21-22	Coccolithus pelagicus, C. miopelagicus, Reticulofenestra umbilica, Cy. floridanus, Ericsonia Formosa	
AMB13/550m	Early Oligocene	NP21-22	Cy. floridanus, C. pelagicus, D. bisectus, Ericsonia obruta, R. umbilica	
AMB11/470m	Early Oligocene	NP21-22	Dictyococcites bisectus, Sphenolithus radians, S. moriformis, S. predistentus, Helicosphaera intermedia	Early Eocene species

AMB10/420m	Early Oligocene	NP21-22	Coccolithus pelagicus, C. miopelagicus, Cyclicargolithus floridanus, Sphenolithus predistentus, Reticulofenestra umbilica, Helicosphaera compacta, H. euphratis, Zygrhablithus bijugatus, E. Formosa	
AMB9/410m	Late Eocene-Early Oligocene	NP21	E. formosa, E. subdisticha, Cyclicargolithus floridanus, Dictyococcites bisectus	
AMB8/320m	Late Eocen >-Early Oligocene	NP21	Cyclicargolithus floridanus, Sphenolithus predistentus, S. moriformis, Dictyococcites bisectus	
AMB7/220m	-	-	Poor sample	
AMB5/200m	Late Eocene-Early Oligocene	NP21	Reticulofenestra umbilica, Dictyococcites bisectus, D. scrippsae, Coccolithus miopelagicus, Cyclicargolithus floridanus, Helicosphaera intermedia	Early Eocene species
AMB4/170m		-	Poor sample : Dictyococcites scrippsae	
AMB2/150m	Late Eocene-Early Oligocene	NP21	Helicosphaera moorkensis, Sphenolithus moriformis, S. predistentus, Coccolithus miopelagicus, C. pelagicus, Dictyococcites bisectus, Cyclicargolithus floridanus, Reticulofenestra oamaruensis, R. umbilica, Ericsonia formosa	Early-Middle Eocene species

3.8 Ellinika section

At Ellinika section nine samples were used in order to estimate the period that the clastic sedimentation was active. The results of the analysed samples that were examined are shown at the following table (table 9):

Table 9: Ellinika section age determination.

Sample/strat. level	Age	Biozone	Nannofossil marker – species in association (in situ)	Reworked species
AGR2/1800m	Late Oligocene	NP24-25	Sphenolithus distentus, C. pelagicus, Cy. abisectus	
AGR3/1620m	Late Oligocene	NP24-25	Helicosphaera recta, H. compacta, Sphenolithus moriformis, S. distentus (NP24-25), C. miopelagicus, C. pelagicus, Dictyococcites bisectus, Cy. abisectus	
AGR4/1400m	Oligocene	NP21-23	Helicosphaera granulata, Sphenolithus moriformis, Dictyococcites daviesi	
AGR5/1090m	Oligocene	NP21-23	H. euphratis, Sphenolithus moriformis, Reticulofenestra umbilica, Dictyococcites scrippsae, S. predistentus,	
AGR6/1080m	Oligocene	NP21-23	S. moriformis, S. predistentus, C. floridanus, C. abisectus, C. miopelagicus, C. pelagicus	
AGR7/690m	Early Oligocene	NP21	Reticulofenestra umbilica, D. deflandrei, S. moriformis, C. pelagicus, Coronocyclus nitescens, Ericsonia formosa, E. Subdisticha	
AGR8/380m	-	-	Empty sample	
AGR9/210m	L te Eocene	NP17-20	Helicosphaera compacta, Reticulofenestra umbilica, S. moriformis, C. pelagicus, C. miopelagicus, Pontosphaera sp., C. floridanus, Ericsonia formosa, Discoaster barbadiensis	
AGR10/20m	Late Eocene	NP17-20	C. floridanus, C. pelagicus, C. miopelagicus, Dictyococcites scrippsae, D. bisectus, S. moriformis, Reticulofenestra umbilica, R. oamaruensis, Ericsonia formosa, Discoaster barbadiensis	Reworking of Upper Cretaceous, and Paleocene species: M. decussata, A. cymbiformis, Discoaster wemmelensis

4 CONCLUSIONS

Considering the results of the studied sections the following conclusions can be made:

1. Clastic sedimentation began in the Middle Eocene, with small differences among the basin. Especially in the Metsovo A-A' section, a Lower to Middle Eocene age assessment is possible, while in Amphilochia section a delay may have been present, as the lowest stratigraphic sample gave an Upper Eocene-Lower Oligocene age. In the Agnanta, Petas

and Kompoti sections it was not possible to determine the starting point of the clastic sedimentation because the part of these sections which is in contact with the Eocene limestones is covered by recent sediments.

2. The end of clastic sedimentation seems to be at different times in different parts of the basin. In the Kavasila, Palaiopyrgos, Petrovouni and Pramanta sections, which are located at the northern part of the study area, clastic sedimentation stopped at the boundary of Upper Eocene – Lower Oligocene, while in the southern sections including the Metsovo sections the clastic sedimentation stopped in the Upper Oligocene.
3. The end of sedimentation in the Petrovouni and Pramanta sections at the boundary of Upper Eocene – Lower Oligocene is an indicator that Pindos thrust was active at least until this period, as the samples that gave these age assessments are very close stratigraphically to the tectonic contact of the flysch deposits with the Pindos thrust.
4. The fact that in the Metsovo section, which is very close to the Petrovouni and Pramanta sections, the sedimentation lasted for a longer period (Upper Oligocene) is an indicator that the basin was deeper in this area. The presence of the Kastaniotikos line seems to be related with this observation, affecting probably the morphology of the area and eventually the sedimentation.
5. The activation of the Internal Ionian thrust probably took place in the Late Eocene. This is supported mainly from observations in the Metsovo and Pramanta sections where the change from an outer fan to an inner fan environment, which is also pointed out by the modification of the flow regime, took place at this time.

REFERENCES

Alexander J., Nichols G.J., Leigh S., 1990. The origins of marine conglomerates in the Pindos foreland basin, Greece. *Sedimentary Geology*, 66, 243-254.

Aubouin J., 1959. Contribution à l'étude géologique de la Grèce Septentrionale. Les confines de l'Epire et de la Thessalie, *Ann. Geol. d. Pays Helen.* 10, 1-525, Athènes

Avramidis P., 1999. Depositional environments and hydrocarbon potential of Tertiary formations in Klematia-Paramythia basin, Epirus, *PhD thesis, University of Patras.*

Avramidis P., Zelilidis A., Kontopoulos N., 2000. Thrust dissection control of deep-water clastic dispersal patterns in the Klematia-Paramythia foerland basin, Western Greece. *Geol.Mag.*, 137, 667-685.

Avramidis P., Zelilidis A., Vakalas I., Kontopoulos N., 2002. Interactions between tectonic activity and eustatic sea-level changes in the Pindos foreland and Mesohellenic piggy-back basins, NW Greece: Basin evolution and hydrocarbon potential. *Journal of Petroleum Geology*, 25, 1, 53-82.

Bellas S. M., 1997. Calcareous nannofossils of the Tertiary flysch (Post Eocene to Early Miocene) of the Ionian zone in Epirus NW-Greece: Taxonomy and Biostratigraphical correlations. *Berliner Geow. Abh.*, 22, 173

British Petroleum Co Ltd. (B.P.), 1971. The geological results of petroleum exploration in western Greece. *Inst. for Geology and Subsurface Research*, Special report no. 10, Athens.

Clews J., 1989. Structural controls on basin evolution: Neogene to Quaternary of the Ionian zone of western Greece. *J. Soc. London*, 146, 447-457.

Fleury J.J., 1980. Evolution d'une platforme et d'un basin dans leur cadre alpin: les zones de Gavrovo-Tripolitze et du Pinde-Olonos. *Soc .Géol. Nord, Spec. Publ.* 4, 651.

IGSR&IFP, 1966. Etude geologique de l'Epire. Paris: Technip, 306pp.

Leigh S. P., 1991. The sedimentary evolution of the Pindos Foreland Basin Western Greece, *Phd thesis. University of Wales.*

Martini E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *Proceedings of the II Planktonic Conference, Roma,* 1970, 2, 739-785.

Vakalas J., 2003. Evolution of foreland basins in western Greece. *Ph.D. thesis, University of Patras.*

Underhill J. R., 1985. Neogene and quartenary tectonics and sedimentation in western Greece. *Phd thesis, University of Wales, Cardiff.*

Underhill J. R., 1989. Late Cenozoic deformation of the Hellenide foreland, western Greece. *Geol. Soc. Of Amer. Bull.*, 101, 613-634.

Wilpshaar M., 1995. Applicability of dinoflagellate cyst stratigraphy to the analyses of passive and active tectonic settings. *Ph. D. Thesis, University of Utracht, Netharlands.*

Τηλεπισκόπηση

Remote Sensing

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

ΟΡΙΟΘΕΤΗΣΗ-ΧΑΡΤΟΓΡΑΦΗΣΗ ΤΩΝ ΑΛΛΟΥΒΙΑΚΩΝ ΡΙΠΙΔΙΩΝ ΜΕ ΤΗ ΒΟΗΘΕΙΑ ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΩΝ ΕΙΚΟΝΩΝ LANDSAT/TM ΚΑΙ TERRA/ASTER

Αστάρας Θ., Βουβαλίδης Κ. και Οικονομίδης Δ.
Τομέας Φυσικής και Περιβαλλοντικής Γεωγραφίας, Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ. 546 21 Θεσσαλονίκη, astaras@geo.auth.gr, vouval@geo.auth.gr, oikonomi@geo.auth.gr

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Σκοπός της εργασίας είναι η ακριβέστερη οριοθέτηση και χαρτογράφηση αλλουβιακών ριπιδίων που απαντούν σε ορεινές περιοχές της Β. Ελλάδας, με τη βοήθεια: α) των δορυφορικών εικόνων LANDSAT/TM και TERRA/ASTER (διακριτικής ικανότητας 30 μ. και 15-90 μ. αντίστοιχα), β) τοπογραφικών και γεωλογικών χαρτών και γ) εργασίας υπαίθρου.

Η ψηφιακή επεξεργασία των δορυφορικών εικόνων έγινε με το λογισμικό ψηφιακής ανάλυσης εικόνων EASI/PACE. Συγκεκριμένα, χρησιμοποιήθηκαν εξειδικευμένες μέθοδοι ψηφιακής επεξεργασίας (ενίσχυση της αντίθεσης, λόγοι φασματικών ζωνών, ανάλυση κυρίων συνιστωσών κλπ.) από τις οποίες προέκυψαν ψευδοέγχρωμες εικόνες που βοήθησαν στον καλύτερο εντοπισμό των ριπιδίων.

Οι εικόνες αυτές εισήχθησαν σε Σύστημα Γεωγραφικών Πληροφοριών (ArcGIS και MapInfo) και έγινε η αναγωγή τους σε προβολικό σύστημα UTM.

Στη συνέχεια, έγινε ψηφιοποίηση των ριπιδίων που οριοθετήθηκαν στις εικόνες και υπέρθεση των επιπέδων των ριπιδίων σε τοπογραφικούς και γεωλογικούς χάρτες της ΓΥΣ και του ΙΓΜΕ αντίστοιχα. Από την υπέρθεση αυτή, σε σύγκριση με υπαίθριες παρατηρήσεις, διαπιστώθηκε ότι οι δορυφορικές εικόνες βοηθούν στην ακριβέστερη οριοθέτηση των ριπιδίων, από ότι αυτά εμφανίζονται στους γεωλογικούς χάρτες ή εξάγονται από το σχήμα των ισοϋψών καμπυλών στους τοπογραφικούς χάρτες. Επίσης, από τη ψηφιακή επεξεργασία και ανάλυση των δορυφορικών εικόνων, μπορούν να εξαχθούν συμπεράσματα για την κλίση και την κοκκομετρία των ριπιδίων.

Τα αποτελέσματα της εργασίας αυτής μπορούν να βοηθήσουν τους γεωμορφολόγους που ασχολούνται με τη μορφολογική μελέτη – ανάλυση των αλλουβιακών ριπιδίων (έκταση, κλίση, κ.α.) και επίσης θα βοηθήσουν στην βελτίωση και συμπλήρωση των υπαρχόντων γεωλογικών χαρτών του ΙΓΜΕ, προσδιορίζοντας με μεγαλύτερη ακρίβεια τα όρια των ριπιδίων. Τέλος, μπορούν να εξαχθούν έμμεσα συμπεράσματα για την πιθανή υδροφορία των ριπιδίων, καθώς αυτή συνδέεται άμεσα με την κοκκομετρική σύσταση των υλικών των ριπιδίων.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Σκοπός της εργασίας είναι η ακριβέστερη οριοθέτηση και χαρτογράφηση αλλουβιακών ριπιδίων με την βοήθεια δορυφορικών εικόνων και Γεωγραφικών Συστημάτων Πληροφοριών (ΓΣΠ/GIS). Για το σκοπό αυτό επιλέχθηκαν τα ριπίδια α) της περιοχής Νικήσιανης του όρους Παγγαίον και β) της περιοχής Δοξάτου Δράμας (Σχ. 1).

Η περιοχή μελέτης επιλέχθηκε έτσι ώστε να περιλαμβάνει δύο ριπίδια με διαφορετικά χαρακτηριστικά (γεωμορφολογικά, ορυκτολογικά και τρόπο γένεσης), στην ίδια ευρύτερη περιοχή, ώστε να μπορούν να μελετηθούν και να συγκριθούν ταυτόχρονα.

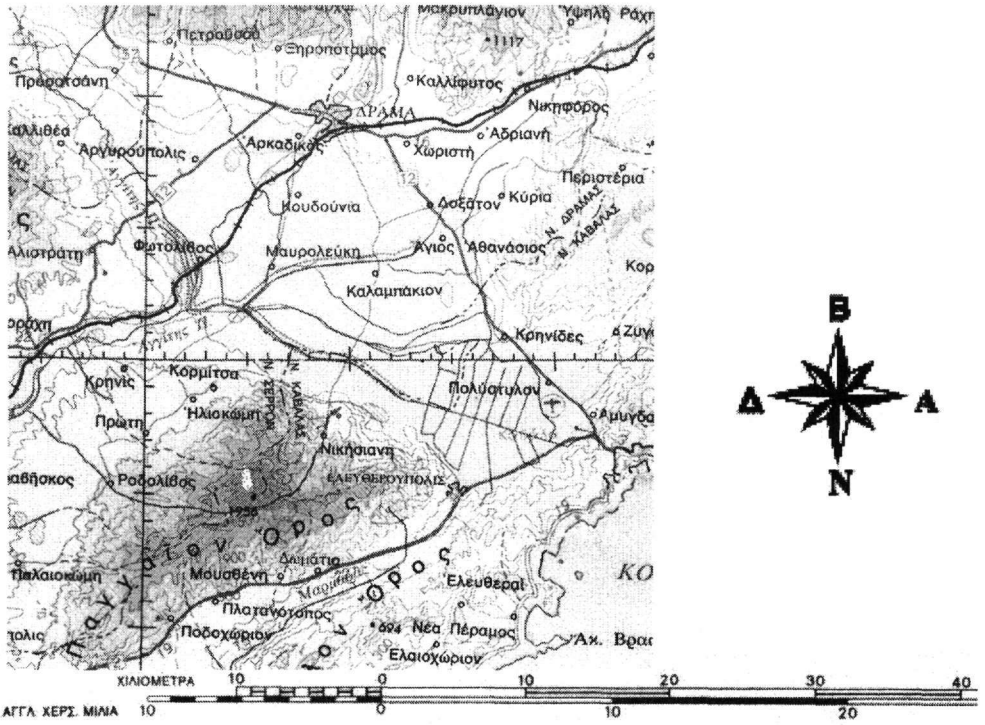
2 ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Α) Ριπίδιο Νικήσιανης

Το ριπίδιο της Νικήσιανης είναι ένα ριπίδιο με μεγάλη κλίση, αποτελούμενο από χονδρόκοκκα υλικά αποσαθρώσεως γνευσίων, μαρμάρων και γρανιτών. Τοπικά παρατηρούνται λατυποπαγή προερχόμενα από μάρμαρα. Μερικώς, το κάτω τμήμα του ριπιδίου καλλιεργείται.

Β) Ριπίδιο Δοξάτου

Το ριπίδιο του Δοξάτου είναι ένα ριπίδιο μικρής κλίσεως, αποτελούμενο από σύγχρονες προσχώσεις (λεπτόκοκκο υλικό, χαλαρά κροκαλοπαγή και κόκκινες άργιλοι). Στο παρελθόν η περιοχή του ριπιδίου αποτελούσε, κατά πάσα πιθανότητα, το λιμναίο Δέλτα του χειμάρρου του Δοξάτου (Γάκης et al. 2004). Η περιοχή του ριπιδίου καλλιεργείται.



Σχήμα 1. Χάρτης ευρύτερης περιοχής μελέτης, στον οποίο φαίνονται οι περιοχές του Δοξάτου και της Νικήσιανης.

3 ΥΛΙΚΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΣ ΕΡΕΥΝΑΣ

Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκαν τα εξής διαθέσιμα δεδομένα:

α) δορυφορικές εικόνες 1)LANDSAT-5/TM (10-08-1992) και διακριτικής ικανότητας 30 μέτρων 2)TERRA/ASTER (10-05-2002), διακριτικής ικανότητας 15, 30 και 90 μέτρων και 3)LANDSAT-5/TM, διακριτικής ικανό ητας 30 μέτρων (ελεύθερη πρόσβαση σε γεωμετρικά διορθωμένη εικόνα της NASA (https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid))

β) τοπογραφικοί χάρτες της Γεωγραφικής Υπηρεσίας Στρατού (Γ.Υ.Σ.) κλίμακας 1:50.000, Φύλλα: Δράμα, Καβάλα, Νικήσιανη και Κρηνίδες (Γ.Υ.Σ. 1970, 1970, 1969 και 1970), καθώς και κλίμακας 1:100.000, Φύλλα: Δράμα και Καβάλα (Γ.Υ.Σ. 1971) και 1:500.000,Φύλλο: Αλεξανδρούπολις-Ανδριανούπολις (Γ.Υ.Σ. 1979).

γ) γεωλογικοί χάρτες του Ι.Γ.Μ.Ε., κλίμακας 1:50.000, Φύλλα: Δράμα, Κρηνίδες και Νικήσιανη-Λουτρά Ελευθερών (ΙΓΜΕ 1979, 1974 και 1974).

δ) λογισμικά ψηφιακής επεξεργασίας εικόνων, EASI/PACE και ERDAS, και

ε) λογισμικά Γεωγραφικών Συστημάτων Πληροφοριών (ΓΣΠ/GIS) ArcGIS και MapInfo.

Η ψηφιακή επεξεργασία των δορυφορικών εικόνων περιλαμβάνει ποικίλες τεχνικές βελτίωσής τους, έτσι ώστε να είναι κατάλληλες για οπτική ανάλυση.

Οι τεχνικές αυτές περιλαμβάνουν:

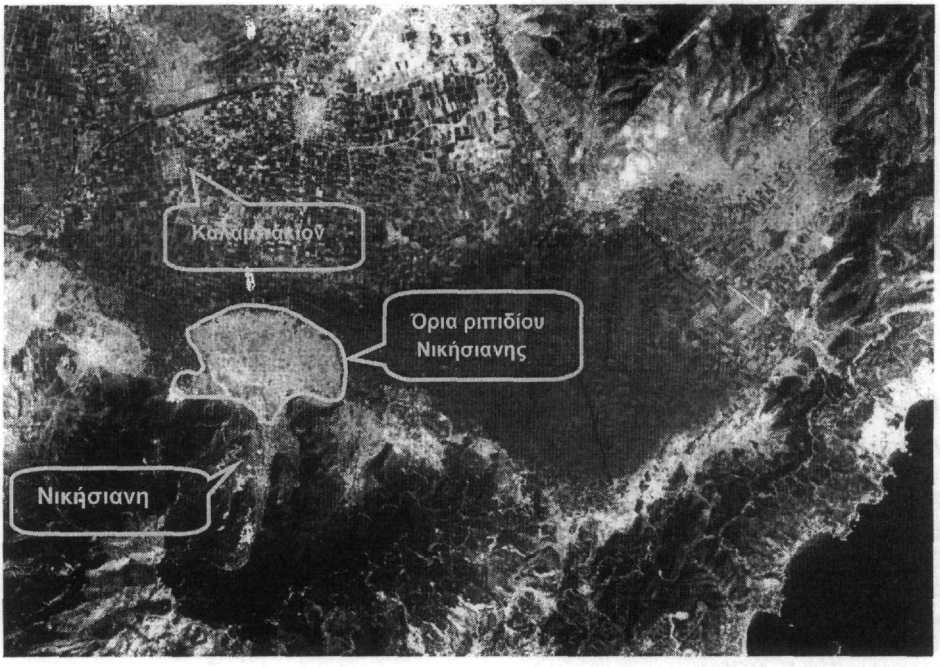
α) την ενίσχυση της εικόνας (enhancement)
β) τους λόγους φασματικών ζωνών (ratioing)
γ) την Ανάλυση Κυρίων Συνιστωσών (Principal Component Analysis/PCA)
δ) την χρησιμοποίηση φίλτρων (filtering), και
ε) την σύνθεση ψευδοέγχρωμων εικόνων (False Colour Composites/FCC) (Gupta, 1991, Drury, 1993, Sabins, 1997).

Από τις παραπάνω τεχνικές ψηφιακής επεξεργασίας εικόνων, αυτές που έδωσαν τα καλύτερα αποτελέσματα ήταν η βελτίωση ψευδοέγχρωμων εικόνων με ενίσχυση της αντίθεσης με γραμμικό τρόπο (linear contrast stretch) και η Ανάλυση Κυρίων Συνιστωσών.

4 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ-ΑΝΑΛΥΣΗ ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΩΝ ΕΙΚΟΝΩΝ

4.1 *Ψηφιακή επεξεργασία εικόνας LANDSAT-5/TM (10-08-1992)*

Για τον εντοπισμό θέσεων ριπιδίων στην εικόνα LANDSAT-5/TM, χρησιμοποιήθηκε η ψευδοέγχρωμη εικόνα 3,2,1/RGB, γραμμικά ενισχυμένη. Στην εικόνα αυτή, η οποία δίνει μία προσομοίωση του πραγματικού χρώματος της καταγραφόμενης επιφάνειας, οριοθετείται με μεγάλη λεπτομέρεια το ριπίδιο της Νικήσιανης, ενώ αυτό του Δοξάτου δεν οριοθετείται επακριβώς. Η καλή οριοθέτηση του ριπιδίου της Νικήσιανης οφείλεται στο ότι η εικόνα LANDSAT έχει ημερομηνία λήψης 10-08-92, δηλαδή είναι θερινής περιόδου. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα τα χονδρόκοκκα υλικά του ριπιδίου της Νικήσιανης, λόγω μη συγκράτησης υγρασίας να δημιουργούν έντονη χρωματική αντίθεση με την γύρω αρδευόμενη περιοχή, εξαιτίας της διαφορετικής ανακλαστικότητας (φασματικής ταυτότητας).



Σχήμα 2. Ψευδοέγχρωμη εικόνα 3,2,1/RGB ΑΠΌ LANDSAT/TM, 10-08-1992. Ριπίδιο Νικήσιανης

4.2 *Ψηφιακή επεξεργασία εικόνας TERRA/ASTER (10-05-1992)*

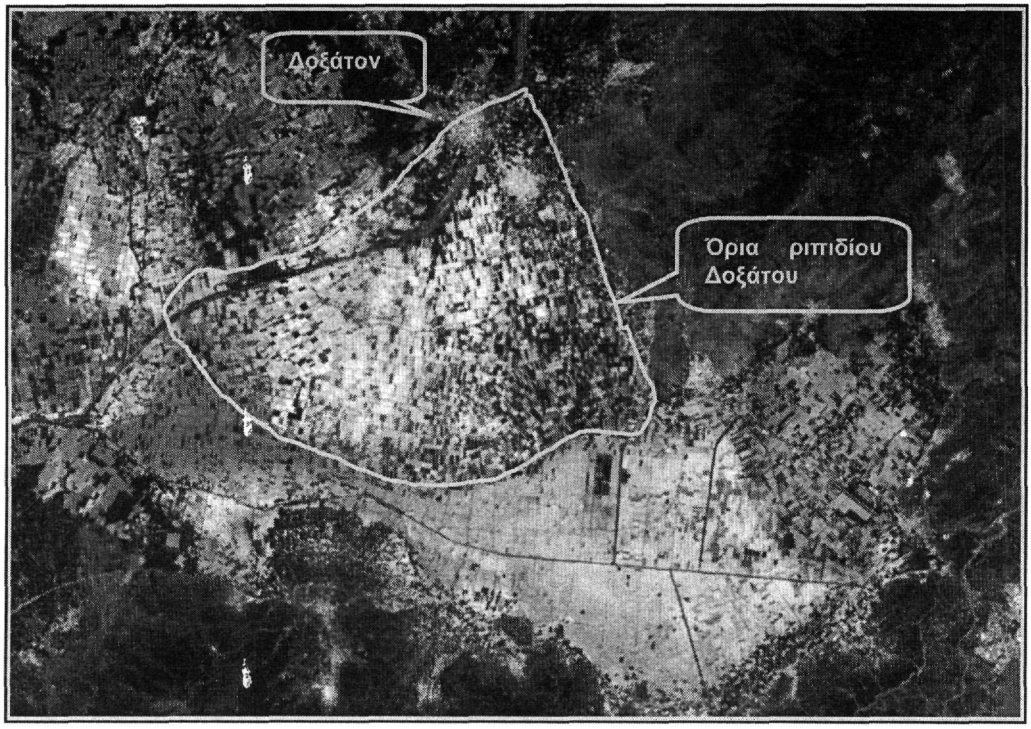
Για τον εντοπισμό των θέσεων των ριπιδίων στις εικόνες ASTER, χρησιμοποιήθηκαν οι προαναφερόμενες τεχνικές βελτίωσης των δορυφορικών εικόνων. Τα καλύτερα οπτικά αποτελέσματα έδωσε η τεχνική της Ανάλυσης των Κυρίων Συνιστωσών (Gupta 1991, Sabins 1997, Astaras et. al. 1996, Αστάρας και Οικονομίδης 2002), με την βοήθεια της οποίας επιτυγχάνεται μείωση του όγκου των πολυφασματικών δεδομένων του σαρωτή ASTER (6 φασματικές ζώνες), χωρίς όμως να έχου-

με μείωση της αποδιδόμενης αρχικής πληροφορίας. Ο μετασχηματισμός κυρίων συνιστωσών (principal component transformation), εφαρμόσθηκε στις φασματικές ζώνες 4-9 (SWIR), διακριτικής ικανότητας 30 μέτρων.

Οι τρεις πρώτες κύριες συνιστώσες (εικόνες PC1, PC2 και PC3), περιέχουν πάνω από το 99% των πληροφοριών των αρχικών έξι φασματικών ζωνών.

Με την βοήθεια της ψευδοέγχρωμης εικόνας PC1,PC2,PC3/RGB (ενισχυμένη γραμμικά), φαίνεται καθαρά το ριπίδιο του Δοξάτου ενώ το ριπίδιο της Νικήσιανης δεν είναι ευκρινές. Αυτό οφείλεται στο ότι η ημερομηνία λήψης της εικόνας ASTER είναι 10-05-2002, που σημαίνει ότι το έδαφος έχει αυξημένη υγρασία λόγω των ανοιξιάτικων βροχοπτώσεων η οποία κατακρατείται περισσότερο στα λεπτόκοκκα εδάφη του παλαιού λιμναίου Δέλτα του χειμάρρου του Δοξάτου, παρά στα χονδρόκοκκα του ριπιδίου της Νικήσιανης. Επίσης, το νότιο όριο του ριπιδίου του Δοξάτου, είναι ευκρινές λόγω της γειτνίασής του με τα τενάγη των Φιλίππων που ξεχωρίζουν χαρακτηριστικά λόγω διαφορετικής φασματικής απόκρισης.

Οι φασματικές ζώνες VNIR του ASTER, παρά την καλύτερη διακριτική τους ικανότητα (15 m),δεν έδωσαν ικανοποιητικά αποτελέσματα, πιθανόν λόγω του μικρού αριθμού φασματικών ζωνών (τρεις), δύο εκ των οποίων βρίσκονται στο ορατό τμήμα του φάσματος.

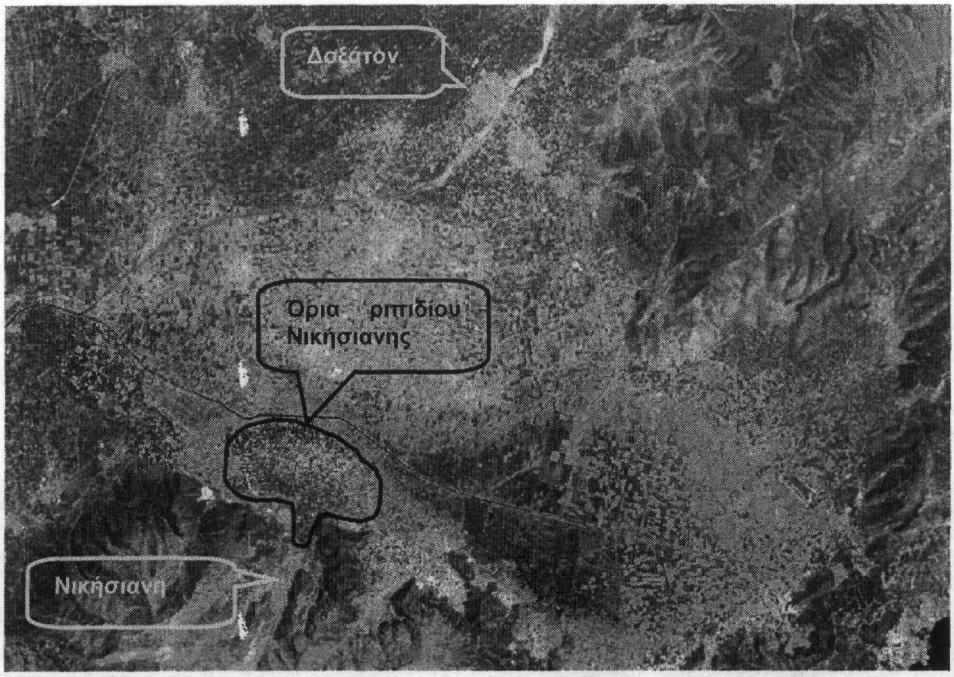


Σχήμα 3. Ψευδοέγχρωμη εικόνα PC1,PC2,PC3/RGB από τον δορυφόρο TERRA/ASTER (SWIR), 10-05-2002. Ριπίδιο Δοξάτου.

4.3 *Εικόνα LANDSAT-5/TM (από NASA)*

Η εικόνα αυτή αποτελεί έναν συνδυασμό των φασματικών ζωνών 7,4,2/RGB (ελεύθερη πρόσβαση σε γεωμετρικά διορθωμένη εικόνα της NASA).

Το πλεονέκτημά της είναι ότι διαθέτει προβολικό σύστημα UTM και μπορεί έτσι να χρησιμοποιηθεί ως ένα πολύ καλό τοπογραφικό υπόβαθρο για την διόρθωση των άλλων δύο δορυφορικών εικόνων. Η εικόνα αυτή, είναι ουσιαστικά μία εικόνα που τονίζει, με πράσινους τόνους τις περιοχές που επικρατεί η βλάστηση (φυσική και καλλιεργούμενη) και με ερυθρούς, περιοχές χωρίς φυτοκάλυψη. Στην εικόνα αυτή φαίνονται τα όρια του ριπιδίου της Νικήσιανης.



Σχήμα 4. Δορυφορική εικόνα LANDSAT-5/TM, 7,4,2/RGB (από NASA), στην οποία φαίνονται τα όρια του ριπιδίου της Νικήσιανης.

4.4 *Σύγκριση των μεθοδολογιών*

Στον πίνακα που ακολουθεί (πίνακας 1), φαίνονται συνοπτικά τα πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα της χρήσης των ανωτέρω δορυφορικών εικόνων στον εντοπισμό αλλουβιακών ριπιδίων καθώς και τα τεχνικά χαρακτηριστικά τους.

Πίνακας 1

	LANDSAT-5 /TM	**TERRA/ASTER**	**LANDSAT NASA**
Κόστος	Μεγάλο κόστος	Μικρό κόστος	Ελεύθερη πρόσβαση
Γεωμετρική Διόρθωση	OXI	NAI/L1B	NAI/MrSid
Λογισμικό Γεωμετρικής Διόρθωσης	ArcGIS	EASI/PACE, ERDAS, ArcGIS	-
Προβολικό Σύστημα	- Control points	UTM/WGS84, Control points	UTM/WGS84
Ψηφιακή Επεξεργασία	3,2,1/RGB	PC1,PC2,PC3/RGB	7,4,2/RGB
Παραγόμενη πληροφορία	Σαφή όρια ριπιδίων με μεγάλη κλίση και χονδρόκοκκα υλικά	Σαφή όρια ριπιδίων με μικρή κλίση και πιο λεπτόκοκκα υλικά	Βλάστηση / μη βλάστηση

5 ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΜΟΡΦΟΜΕΤΡΙΚΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ ΤΩΝ ΡΙΠΙΔΙΩΝ ΑΠΟ ΤΗΝ ΣΥΝΔΥΑΣΜΕΝΗ ΧΡΗΣΗ ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΩΝ ΕΙΚΟΝΩΝ ΚΑΙ ΓΣΠ

Οι επεξεργασμένες ψευδοέγχρωμες δορυφορικές εικόνες 3,2,1/RGB του LANDSAT/TM (Σχ. 5) και PC1,PC2,PC3/RGB του TERRA/ASTER (Σχ. 6), εισήχθησαν στο λογισμικό ArcGIS, όπου με την βοήθεια της γεωμετρικά διορθωμένης εικόνας 7,4,2/RGB LANDSAT/TM (NASA, UTM-WGS84), έγινε αντίστοιχη γεωμετρική διόρθωση. Ακολούθησε ψηφιοποίηση των ριπιδίων επάνω στις δύο εικόνες. Με το πέρας της διαδικασίας αυτής, μετρήθηκαν η περίμετρος και το εμβαδόν των δύο ριπιδίων (πίνακας 2).

Πίνακας 2. Περίμετρος και το εμβαδόν των εξεταζόμενων ριπιδίων

ΡΙΠΙΔΙΟ ΝΙΚΗΣΙΑΝΗΣ	ΡΙΠΙΔΙΟ ΔΟΞΑΤΟΥ
ΠΕΡΙΜΕΤΡΟΣ=16,6 km	ΠΕΡΙΜΕΤΡΟΣ=40,1 km
ΕΜΒΑΔΟΝ=14,1 km^2	ΕΜΒΑΔΟΝ=99,0 km^2
ΚΛΙΣΗ=3,4%	ΚΛΙΣΗ=0,4%

Ο υπολογισμός της επιφάνειας και της περιμέτρου των ριπιδίων προέκυψε από την ανάλυση των δορυφορικών εικόνων (πίνακας 2).

Η κλίση των ριπιδίων (πίνακας 2), το εμβαδόν και ο λόγος αναγλύφου των λεκανών απορροής (πίνακας 3) προέκυψαν από την ψηφιακή επεξεργασία των τοπογραφικών χαρτών της ΓΥΣ, κλίμακας 1/50.000 σε Γ.Σ.Π.

Ο λόγος αναγλύφου *Rh (Relief Ratio,* Schumm 1955, 1956, Strahler 1964 από Αστάρα 1980*)* μετρήθηκε διότι εκφράζει το συνολικό βαθμό κλίσης της λεκάνης τροφοδοσίας (απορροής) και αποτελεί έτσι έναν δείκτη της έντασης των διεργασιών διαβρώσεως που έλαβαν χώρα στις κλιτύες της λεκάνης.

Rh=H/Lh, όπου: H=η μέγιστη υψομετρική διαφορά της λεκάνης απορροής και Lh=το μέγιστο μήκος της λεκάνης απορροής, προβαλλόμενο στο οριζόντιο επίπεδο

Σύμφωνα με τους παραπάνω συγγραφείς, υπάρχει ισχυρή συσχέτιση μεταξύ του λόγου αναγλύφου και της απώλειας φερτών υλικών από το στόμιο της λεκάνης ανά μονάδα επιφάνειας της λεκάνης απορροής.

Πίνακας 3.

Λεκάνη Απορροής Ριπιδίου Νικήσιανης	Λεκάνη Απορροής Ριπιδίου Δοξάτου
εμβαδόν=29,32 km^2	εμβαδόν=322 km^2
λόγος αναγλύφου=0,190	λόγος αναγλύφου=0.035

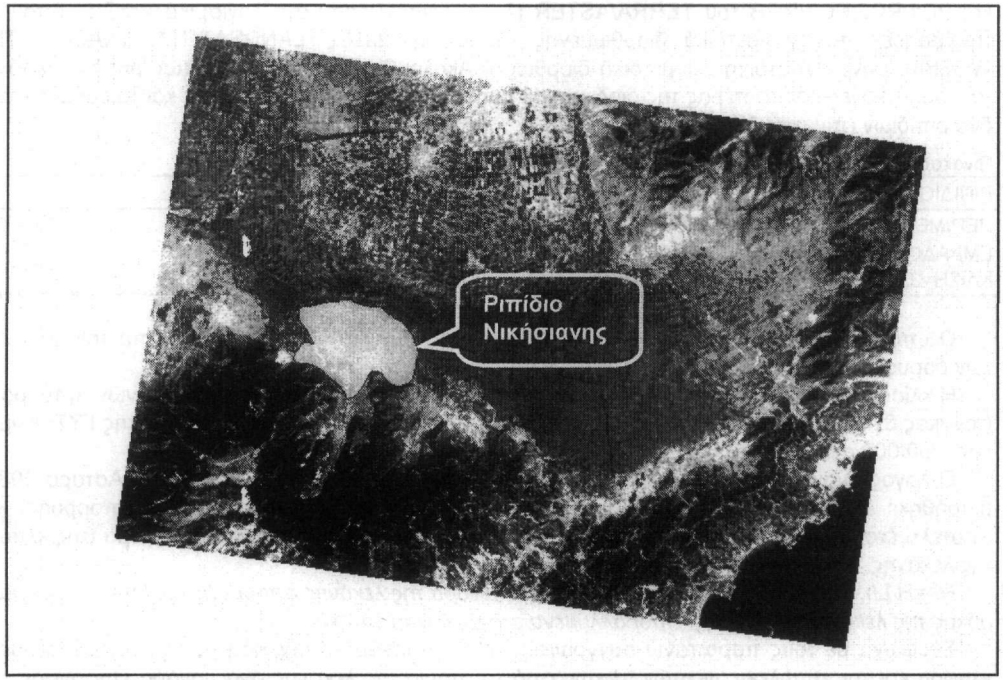
Από τα παραπάνω προκύπτει ο σαφής διαχωρισμός του ριπιδίου του Δοξάτου, μικρής κλίσης, μεγάλης έκτασης και αποτελούμενου από λεπτόκοκκα υλικά, με μορφολογικά χαρακτηριστικά δελταϊκού σχηματισμού (Γάκης et al. 2004), και του ριπιδίου της Νικήσιανης, μεγάλης κλίσης, μικρής έκτασης και αποτελούμενου από χονδρόκοκκα υλικά.

Συγκεκριμένα, σύμφωνα με τον Bloom (1998), όσο μικραίνει η κλίση του ριπιδίου, τόσο αυξάνει το εμβαδόν του. Πράγματι, από τον πίνακα 2, αυτό επιβεβαιώνεται στα ριπίδια της περιοχής μελέτης μας. Επίσης, σύμφωνα με τον ίδιο συγγραφέα, το εμβαδόν του ριπιδίου ισούται με το 1/2 έως 1/3 του εμβαδού της αντίστοιχης λεκάνης απορροής. Από τους πίνακες 2 και 3, φαίνεται ότι το εμβαδόν του ριπιδίου της Νικήσιανης είναι το 1/2 του εμβαδού της αντίστοιχης λεκάνης απορροής, ενώ για το ριπίδιο του Δοξάτου, η σχέση αυτή φτάνει το 1/3 περίπου.

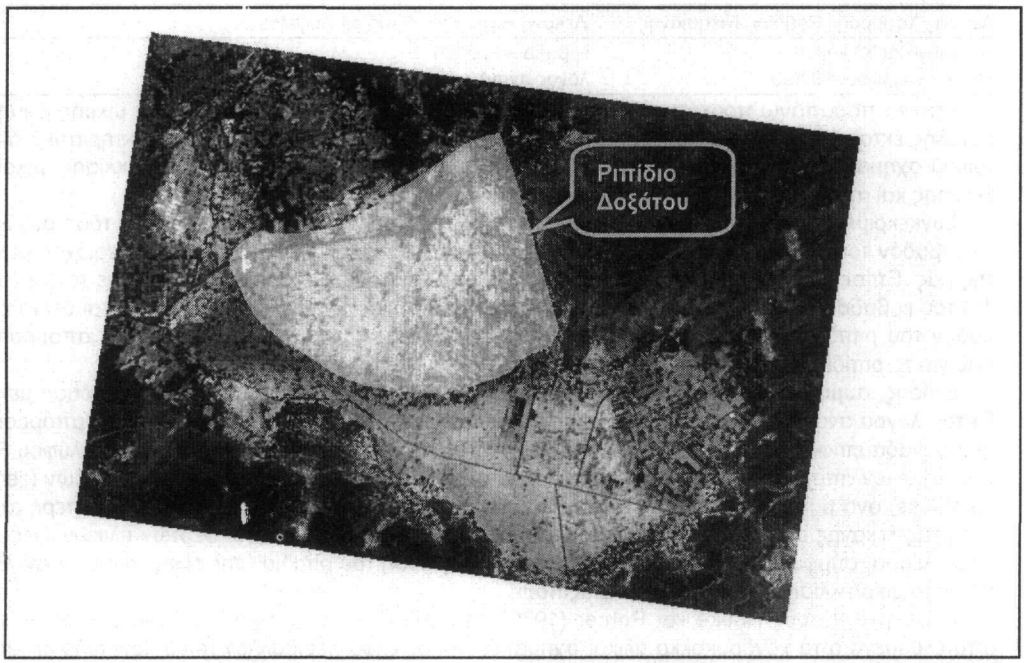
Επίσης, σύμφωνα με τον Schumm (1955, από Αστάρα 1980), υπάρχει ισχυρή συσχέτιση μεταξύ του λόγου αναγλύφου και της απώλειας φερτών υλικών από το στόμιο μιας λεκάνης απορροής ανά μονάδα επιφάνειας της λεκάνης απορροής. Έτσι, από τη σύγκριση των λόγων αναγλύφου *Rh* των λεκανών απορροής (πίνακας 3), εξάγεται το συμπέρασμα ότι η απώλεια φερτών υλικών (sediment loss) ανά μονάδα επιφανείας από τη λεκάνη απορροής της Νικήσιανης είναι μεγαλύτερη από αυτή της λεκάνης απορροής του Δοξάτου. Η διαφορά στην απώλεια των φερτών υλικών έχει ως αποτέλεσμα, σύμφωνα με τον Bull (1968), την μεγάλη κλίση του ριπιδίου της Νικήσιανης σε αντίθεση με τη μικρή κλίση του ριπιδίου του Δοξάτου.

Σύμφωνα με τους Hooke και Rohrer (1979, από Bloom 1998), τα ριπίδια μεγάλης κλίσης και αποτελούμενα από χονδρόκοκκα υλικά, σχηματίζονται σε ξηρό περιβάλλον (mud-flow fans or "dry" fans), ενώ τα ριπίδια μικρής κλίσης και αποτελούμενα από λεπτόκοκκα υλικά αναπτύσσονται σε υγρό περιβάλλον (fluvial fans or "wet" fans). Από τα παραπάνω, μπορούμε βάσιμα να υποθέσουμε

ότι το ριπίδιο της Νικήσιανης αναπτύχθηκε σε ξηρό περιβάλλον, ενώ αυτό του Δοξάτου, σε υγρό. Το συμπέρασμα αυτό ενισχύει την άποψη των Γάκη et al. (2004) που χαρακτηρίζουν το ριπίδιο του Δοξάτου, Δελταϊκής προέλευσης.



Σχήμα 5. Οριοθέτηση ριπιδίου Νικήσιανης, με την βοήθεια της γεωμετρικά διορθωμένης εικόνας LANDSAT-5/TM (3,2,1/RGB), 10-08-1992.



Σχήμα 6. Οριοθέτηση ριπιδίου Δοξάτου, με την βοήθεια της γεωμετρικά διορθωμένης εικόνας TERRA/ASTER (PC1,PC2,PC3/RGB), 10-05-2002.

6 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Οι δορυφορικές εικόνες βοηθούν στην ακριβέστερη οριοθέτηση των ριπιδίων, από ότι αυτά εμφανίζονται στους γεωλογικούς χάρτες ή εξάγονται από το σχήμα των ισοϋψών καμπυλών στους τοπογραφικούς χάρτες. Συγκεκριμένα το χαμηλής κλίσης ριπίδιο του Δοξάτου δεν ήταν χαρτογραφημένο στο γεωλογικό χάρτη ως ριπίδιο, αλλά ως αλλουβιακός σχηματισμός.

Για την χαρτογράφηση του μικρής κλίσης ριπιδίου του Δοξάτου (αποτελούμενου από λεπτόκοκκα υλικά), καταλληλότερη αποδείχθηκε η χρήση εικόνων TERRA/ASTER, εαρινής λήψης, ενώ για το μεγάλης κλίσης ριπίδιο της Νικήσιανης (αποτελούμενο από χονδρόκοκκα υλικά), η χρήση εικόνων LANDSAT-5/TM, θερινής λήψης.

Ο συνδυασμός των δορυφορικών εικόνων και των Γεωγραφικών Συστημάτων Πληροφοριών, θα μπορούσε να εφαρμοστεί και σε άλλες περιοχές όπου είναι επιθυμητή η γρήγορη χαρτογράφηση και μέτρηση μορφομετρικών στοιχείων, όπως έκταση και λόγος αναγλύφου των λεκανών τροφοδοσίας, και περίμετρος, κλίση και έκταση των ριπιδίων.

Η ανωτέρω μεθοδολογία μπορεί να εφαρμοστεί στην βελτίωση και συμπλήρωση των υπαρχόντων γεωλογικών χαρτών. Επίσης, μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την εξαγωγή συμπερασμάτων για την κλίση και την κοκκομετρική σύσταση των ριπιδίων, κάτι που βοηθά ιδιαίτερα τους υδρογεωλόγους, αφού στα υλικά των αλλουβιακών ριπιδίων παρουσιάζεται πλούσια υδροφορία.

Τα τελευταία χρόνια, με την χρήση των εικόνων RADAR στις γεωεπιστήμες (Henderson και Lewis 1998), μπορούν να εξαχθούν ακριβέστερα συμπεράσματα για την κοκκομετρική σύσταση των ριπιδίων, καθώς οι τόνοι του τεφρού χρώματος στις εικόνες RADAR (RADAR-image brightness), έχουν σχέση με την διεισδυτικότητα των κυμάτων RADAR στην επιφάνεια των ριπιδίων. Ως γνωστόν (Drury 1993, Αστάρας 1993, Sabins 1997,) η διεισδυτικότητα των κυμάτων RADAR επηρεάζεται από την τραχύτητα και τις διηλεκτρικές ιδιότητες του εδαφικού καλύμματος των ριπιδίων, οι οποίες είναι άμεσα εξαρτώμενες από την κοκκομετρία και την υγρασία του εδαφικού καλύμματος.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Αστάρας, Θ., 1980. Ποσοτική Γεωμορφολογική Μελέτη Τμήματος των Δ. Πλευρών του Όρους Βερτίσκον (Κ. Μακεδονία). Διδακτορική Διατριβή, ΑΠΘ, 213 σελ.

Αστάρας, Θ., 1993. Η συμβολή της σύγχρονης Τηλεπισκόπησης στην περιοδική ανίχνευση-προστασία του περιβάλλοντος. Παραδείγματα από τον διεθνή και ελληνικό χώρο. Πρακτικά 2ου Πανελληνίου Συμποσίου "Ηλιακή και διαστημική έρευνα στην Ελλάδα σήμερα Ι". Ξάνθη, 26-29 Απριλίου 1993, σελ. 332-366.

Αστάρας, Θ. και Οικονομίδης, Δ., 2002. Εντοπισμός-οριοθέτηση περιοχών εκφόρτισης γλυκού νερού και παράκτιων ζωνών υφαλμύρινσης με την χρήση δορυφορικών εικόνων LANDSAT-5/TM. Πρακτικά 6ου Πανελληνίου Υδρογεωλογικού Συνεδρίου, Ξάνθη, 8-10 Νοεμβρίου 2002, σελ. 337-346.

Γάκης, Α., Βουβαλίδης, Κ., Βαβλιάκης, Ε., Μαργώνη, Σ., Μουζούρη., Γ. και Ψιλοβίκος, Άρ., 2004. Γεωμορφολογικές παρατηρήσεις στην υδρολογική λεκάνη και στο δελταϊκό ριπίδιο του χειμάρρου Ξηροποτάμου-Δοξάτου Δράμας. Γεωγραφίες, τ.7,τόμος 9 (υπό έκδοση).

Γ.Υ.Σ., 1969. Φύλλο: Νικήσιανη, κλίμακα 1:50.000

Γ.Υ.Σ., 1970. Φύλλα: Δράμα, Καβάλα και Κρηνίδες, κλίμακα 1:50.000.

Γ.Υ.Σ., 1971. Φύλλα: Δράμα και Καβάλα, κλίμακα 1:100.000

Γ.Υ.Σ., 1979. Φύλλο: Αλεξανδρούπολις-Ανδριανούπολις, κλίμακα 1:500.000

Ε.Ι.Γ.Μ.Ε., 1974. Φύλλα: Νικήσιανη και Λουτρά Ελευθερών, κλίμακα 1:50.000.

Ι.Γ.Μ.Ε., 1979. Φύλλο: Δράμα, κλίμακα 1:50.000

Astaras, T., Kalathas, A., Oikonomidis, D., Lambrinos, N. and Soulakellis, N., 1996. Delineation of landslides using GIS and digital image processing techniques on multitemporal Landsat-5/TM images: A case study from the Pindus mountain, Greece. Proceedings of the 16th EARSeL Symposium, Malta, 20-23 May 1996, pp. 215-222.

Bloom, A.L., 1998. Geomorphology: A Systematic Analysis of Late Cenozoic Lanforms. Third Edition. Prentice Hall, New Jersey, 482 p.

Bull, W. B., 1968. Alluvial Fan, Cone, in R. W. Fairbridge Edit., Encyclopedia of Geomorphology (Encyclopedia of Earth Sciences Series, Volume III), New York, Reinhold Book Corporation, 7-10.

Drury, S.A., 1993. Image interpretation in Geology, London, Chapmand Hall, Second Edition, 283pp.

Gupta, R.P. 1991: Remote Sensing Geology, Springer-Vorlag, Berlin, 356 p.

Henderson, F.M. and Lewis A.J., 1998. Principles and Applications of Imaging Radar. Manual of Remote Sensing, Third Edition, Volume 2. New York, John Willey and Sons, Inc., 866 p.

Hooke, R.L. and Rohrer, W.L., 1979. Geometry of alluvial fans: Effect of discharge and sediment size. Earth Surface Processes, v.4, pp. 147-166.
Sabins, F.F., 1997. Remote Sensing, Principles and Interpretation, New York, W. H. Freeman and Co, Third Edition, 494pp.
Schumm, S., 1955. The relation of drainage basin relief to sediment loss. Internat. Union Geodesy and Geophys. 10th General Assembly (Rome), Trans., 1, 216-19.
Schumm, S., 1956. Evolution of drainage systems and slopes in the badlands at Perth Amboy. New Jersey, Geol. Soc. Amer. Bull., 67, 597-646.
Strahler, A., 1964. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. In CHOW, , V.T., (Ed.) Handbook of Applied Hydrology, Section 14, 54, New York.

ΔΙΑΔΙΚΤΥΟ
https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid
http://edcimswww.cr.usgs.gov/pub/imswelcome

ABSTRACT

DELINEATION AND MAPPING OF ALLUVIAL FANS BY THE USE OF LANDSAT/TM AND TERRA/ASTER SATELLITE IMAGES.

Astaras T., Vouvalidis K. and Oikonomidis D.
Department of Environmental and Physical Geography, School of Geolofy, Aristotle University of Thessaloniki, 546 21, Thessaloniki, astaras@geo.auth.gr, vouval@geo.auth.gr, oikonomi@geo.auth.gr

The purpose of the study was the precise delineation and mapping of alluvial fans, locating in mountainous areas of Northern Greece, by the use of: a) LANDSAT/TM and TERRA/ASTER satellite images (pixel size 30 m and 15-90 m respectively), b) topographic and geological maps and c) ground truth procedure (visiting the test sites).

The digital processing of the satellite images was performed with EASI/PACE software. False Colour Composite (FCC) images, that helped to the better delineation of the fans, were derived by various image processing techniques, such as contrast stretching, ratioing, Principal Components Analysis (PCA),etc.

The above processed images were imported into a Geographical Information System (GIS) and they were georeferenced to UTM Projection System.

Next, the delineated (on the images) fans were digitized and overlaid to topographic and geological maps. From the above procedure and in comparison to ground-truth observations, it was concluded that the boundaries of the alluvial fans appear more precisely on the satellite images than in geological and topographic maps.

The results of this study could be useful to geomorphologists dealing with morphological study and analysis of the alluvial fans. Also, they could be helpful to the improvement and updating of the present geological maps, by defining the boundaries of the fans more precisely. Finally, conclusions can be drawn concerning the sorting of the materials comprising the fans. This information could be useful to hydrogeologists, since the alluvial fans are usually rich in water content.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

ΧΡΗΣΗ GIS ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΩΝ ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗΣ ΓΙΑ ΤΗ ΜΕΛΕΤΗ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΩΝ: Η ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ ΤΗΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΤΑΦΡΟΥ ΣΗΤΕΙΑΣ

Ρόκος Ε.[1] , Ανδρώνης Β.[2]

[1] *Τομέας Γεωλογικών Επιστημών,Τμήμα Μηχ.Μεταλλείων-Μεταλλουργών Ε.Μ.Π., Ηρώων Πολυτεχνείου 9, Ζωγράφος*

[2] *Εργαστήριο Τηλεπισκόπησης, Τμήμα Αγρονόμων-Τοπογράφων Μηχανικών Ε.Μ.Π., Ηρώων Πολυτεχνείου 9, Ζωγράφος*

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η εργασία αυτή που μέρος της είναι τμήμα της διδακτορικής διατριβής του πρώτου συγγραφέα, αξιοποιεί στοιχεία με αντικείμενο τη γεωλογική και υδρογεωλογική έρευνα της ευρύτερης περιοχής της τεκτονικής τάφρου Σητείας με χρήση γεωλογικών, υδρογεωλογικών και τηλεπισκοπικών μεθόδων και τεχνικών. Στην κατεύθυνση αυτή αναπτύχθηκε ένα Γεωγραφικό Σύστημα Πληροφοριών στο οποίο εντάχθηκαν τα σχετικά με την έρευνα επίπεδα πληροφορίας προκειμένου να μπορούν να συσχετισθούν κατάλληλα, με στόχο την ολοκλήρωση των πορισμάτων των γεωλογικών και υδρογεωλογικών μεθόδων, των σχετικών επί τόπου εργασιών, μετρήσεων και εκτιμήσεων, με τη βοήθεια των πραγματικών δυνατοτήτων της ανάλυσης (ερμηνείας) των ψηφιακών επεξεργασιών τηλεπισκοπικών απεικονίσεων. Ορισμένα από τα συμπεράσματα της έρευνας παρουσιάζονται σε αυτήν την εργασία.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η Κρήτη ανήκει στο νότιο κλάδο του αλπικού γεωσυγκλίνου και συγκεκριμένα στο τμήμα, το οποίο αποτελεί γεωτεκτονική μετάβαση από τις Ελληνίδες στις Ταυρίδες οροσειρές (Φυτρολάκης, 1980). Χαρακτηρίζεται αρχικά από πτυχογόνο τεκτονική που επέδρασε από Βορρά προς Νότο με άξονες πτυχών που παρουσιάζουν γενική διεύθυνση Α-Δ περίπου και μεταγενέστερα από ρηγματογόνο τεκτονική η οποία συνεχίζεται έως και σήμερα. Τα συστήματα ρηγμάτων τα οποία επικρατούν έχουν διευθύνσεις Α-Δ, Β-Ν, ΒΑ-ΝΔ, και ΒΔ-ΝΑ (Βιδάκης και άλλοι, 1995).

Η ευρύτερη περιοχή της τεκτονικής τάφρου Σητείας-Καλών Νερών βρίσκεται στην Ανατολική Κρήτη και υπάγεται στο νομό Λασηθίου. Το βόρειο τμήμα βρέχεται από το Κρητικό πέλαγος και το νότιο από το Λιβυκό.

2 ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΚΑ' ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

2.1. Μελέτη των γεωλογικών και υρδογεωλογικών συνθηκών της ευρύτερης περιοχής της τεκτονικής τάφρου Σητείας

Η μελέτη των γεωλογικών και υδρογεωλογικών συνθηκών της περιοχής της έρευνας πραγματοποιείται με βάση τη σχετική βιβλιογραφία, τους γεωλογικούς χάρτες του ΙΓΜΕ,τις δικές μας επι τόπου έρευνες, τις απογραφές των θέσεων εμφάνισης υπογείων νερών (πηγές, γεωτρήσεις, φρέατα), τις σχετικές μετρήσεις και εκτιμήσεις καθώς και τη δημιουργία βάσης δεδομένων, σε ψηφιακή μορφή, με τις απαραίτητες για την έρευνα, πληροφορίες. Στη διαδικασία αυτή αξιοποιήθηκαν ειδικές ψηφιακές μέθοδοι και λογισμικά για την ψηφιοποίηση των υφισταμένων γεωλογικών χαρτογραφήσεων. Χρησιμοποιήθηκε το Γεωγραφικό Σύστημα Πληροφοριών (ΓΣΠ) Arc/Info 8.0 και οι επί μέρους πληροφορίες εισήχθησαν ως διαφορετικά επίπεδα πληροφορίας (layers) στο ΓΣΠ. Χρησιμοποιήθηκε επίσης το λογισμικό επεξεργασίας ψηφιακών τηλεπισκοπικών απεικονίσεων ER Mapper

(version 6.2). Δημιουργήθηκαν α) ψηφιακός γεωλογικός χάρτης (σχ.1) με ψηφιοποίηση του αναλογικού γεωλογικού χάρτη Σητείας – Λιθινών, των Βιδάκη – Μυλωνάκη της Διεύθυνσης Γενικής Γεωλογίας και Γεωλογικών Χαρτογραφήσεων του Ινστιτούτου Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών, κλίμακας 1:25.000 και β) ψηφιακός υδρολιθολογικός χάρτης της περιοχής έρευνας (σχ. 2), με βάση τις επίγειες παρατηρήσεις και τη σχετική βιβλιογραφία (Καλλέργης,1993).

2.2. Εργασίες υπαίθρου

Κατά τη διετία 1998-2000, πραγματοποιήθηκαν στην περιοχή της έρευνας συστηματικές εργασίες υπαίθρου με σκοπό την απογραφή των σημείων νερού (γεωτρήσεις, φρέατα, πηγές) και τη συλλογή όσο το δυνατόν περισσοτέρων σχετικών πρωτογενών στοιχείων.Συγκεντρώθηκαν στοιχεία για την παροχή, τις λιθολογικές στήλες, της στάθμης του υπογείου νερού, την ποιότητα του υπογείου νερού καθώς και για τις γεωλογικές και υδρογεωλογικές συνθήκες της περιοχής. Τα σημεία νερού τοποθετήθηκαν σε τοπογραφικά διαγράμματα 1:5.000 της Γεωγραφικής Υπηρεσίας Στρατού, ενώ υπολογίστηκαν και τα υψόμετρα τους με ακρίβεια ενός μέτρου περίπου (εκτός από ορισμένα σημεία για τα οποία είχε στο παρελθόν πραγματοποιηθεί από διάφορους φορείς χωροστάθμηση με ακρίβεια εκατοστού). Επίσης πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις στάθμης ηρεμίας σε δύο περιόδους (υψηλής και χαμηλής στάθμης, του έτους 1999). Με τις πληροφορίες αυτές δημιουργήθηκε μια βάση δεδομένων μέρος της οποίας παρουσιάζεται στην εργασία αυτή. Τα στοιχεία αυτά αξιοποιήθηκαν σε συνδυασμό με τη μελέτη της υφιστάμενης βιβλιογραφίας και των χαρτογραφήσεων του ΙΓΜΕ στη σύνταξη χαρτών και στην εξαγωγή χρήσιμων πληροφοριών για την ευρύτερη περιοχή της τεκτονικής τάφρου Σητείας- Καλών Νερών.

2.3. Θεματικά επίπεδα πληροφοριών

Τα επίπεδα πληροφοριών τα οποία χρησιμοποιήθηκαν ως θεματικές πληροφορίες και εισήχθησαν για να αλληλοσυσχετισθούν στο ΓΣΠ είναι τα ακόλουθα : Τοπογραφία της περιοχής, Λιθολογικές και Υδρολιθολογικές ενότητες, Τεκτονικές δομές, Γεωλογικές και Γεωμορφολογικές γραμμώσεις, Σημεία νερού (γεωτρήσεις,φρέατα,πηγές). Ειδικότερα χρησιμοποιήθηκαν τα εξής :

Ο Γεωλογικός χάρτης Σητείας του Ινστιτούτου Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών, κλίμακας 1:50.000, με τετραγωνισμό ΗΑΤΤ ανά 5.000 μέτρα και αρχή των συντεταγμένων το κέντρο φύλλου χάρτου Σητεία, $\varphi = 35^{\circ} 15'$, $\lambda = 2^{\circ} 15'$.

Ο Τοπογραφικός χάρτης Σητείας της Γεωγραφικής Υπηρεσίας Στρατού, κλίμακας 1:50.000, με τετραγωνισμό ΕΓΣΑ 87 (Ελληνικό Γεωδαιτικό Σύστημα Αναφοράς του 1987) ανά 5.000 μέτρα, κεντρικό μεσημβρινό $\lambda=24^{o}$ και συντελεστή κλίμακας 0.9996.

Ο Χάρτης Εθνικής Στατιστικής Υπηρεσίας Σητείας - Ιεράπετρας, της Εθνικής Στατιστικής Υπηρεσίας Ελλάδος, κλίμακας 1:100.00, με τετραγωνισμό ΗΑΤΤ ανά 5.000 μέτρα και αρχή των συντεταγμένων το κέντρο φύλλου χάρτου Σητεία – Ιεράπετρα, $\varphi = 35^{\circ} 15'$, $\lambda = 2^{\circ} 15'$.

Τοπογραφικά Διαγράμματα της ευρύτερης περιοχής της Σητείας, της Γεωγραφικής Υπηρεσίας Στρατού, κλίμακας 1:5.000, με τετραγωνισμό ΗΑΤΤ ανά 500 μέτρα και αρχή των συντεταγμένων το κέντρο φύλλου χάρτου Σητεία, $\varphi = 35^{\circ} 15'$, $\lambda = 2^{\circ} 15'$.

Ο Γεωλογικός χάρτης Σητείας – Λιθινών, των Βιδάκη – Μυλωνάκη της Διεύθυνσης Γενικής Γεωλογίας και Γεωλογικών Χαρτογραφήσεων του Ινστιτούτου Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών, κλίμακας 1:25.000, με τετραγωνισμό ΕΓΣΑ 87 ανά 2.500 μέτρα, κεντρικό μεσημβρινό $\lambda=24^{o}$ και συντελεστή κλίμακας 0.9996.

Ο ψηφιακός Υδρολιθολογικός χάρτης (ο οποίος δημιουργήθηκε στο πλαίσιο της έρευνας), κλίμακας 1:25.000, με τετραγωνισμό ΕΓΣΑ 87 ανά 2.500 μέτρα, κεντρικό μεσημβρινό $\lambda=24^{o}$ και συντελεστή κλίμακας 0.9996.

Ο ψηφιακός Γεωλογικός χάρτης Σητείας – Λιθινών (ο οποίος δημιουργήθηκε στο πλαίσιο της έρευνας), κλίμακας 1:25.000, με τετραγωνισμό ΕΓΣΑ 87 ανά 2.500 μέτρα, κεντρικό μεσημβρινό $\lambda=24^{o}$ και συντελεστή κλίμακας 0.9996.

Το Ψηφιακό Μοντέλο Εδάφους το οποίο συντάχθηκε με βάση τις ισοϋψείς καμπύλες του τοπογραφικού χάρτη Σητείας, ισοδιάστασης 20 μέτρων.

Η Ψηφιακή Τηλεπισκοπική Απεικόνιση (Ψ.Τ.Α.) Landsat TM της 16ης Νοεμβρίου 1987, με διαχωριστική / διακριτική δυνατότητα 30 μέτρων και χαρτογραφικό υπόβαθρο το Ελληνικό Γεωδαιτικό Σύστημα Αναφοράς του 1987.

Ψηφιακές επεξεργασίες (όπως περιγράφονται σε επόμενο κεφάλαιο) και παραγόμενες ΨΤΑ, με διαχωριστική / διακριτική δυνατότητα 30 μέτρων οι οποίες διορθώθηκαν γεωμετρικά και αναφέρθηκαν γεωδαιτικά με σύστημα αναφοράς το Ελληνικό Γεωδαιτικό Σύστημα Αναφοράς του 1987.

Για να εισαχθούν στο ΓΣΠ τα διατιθέμενα για την περιοχή στοιχεία, σε αναλογική (γεωλογικοί και τοπογραφικοί χάρτες και διαγράμματα και σε ψηφιακή μορφή (ψηφιοποιημένοι ή ψηφιακοί χάρτες και διαγράμματα, ψηφιοποιημένες ή ψηφιακές τηλεπισκοπικές απεικονίσεις) υπέστησαν τις κατάλληλες και απαραίτητες κατά περίπτωση ψηφιακές μετατροπές, διαδικασίες και επεξεργασίες των raster και διανυσματικών (vector) δεδομένων.

Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν μετατράπηκαν :

α) σε Raster δεδομένα (σε TIFF (*.tif) και ER-Mapper (*.ers) format). Τα δεδομένα με Tagged Image File Format (TIFF) χρησιμοποιούνται κυρίως για αρχεία τα οποία προέρχονται από σάρωση αναλογικής μορφής τηλεπισκοπικών απεικονίσεων και μπορούν να περιέχουν μονοφασματικά ή πολυφασματικά δεδομένα. Συνήθως για τηλεπισκοπικές εφαρμογές παράγονται και χρησιμοποιούνται δύο τύποι : 1) μονόχρωμες εικόνες με 256 διαβαθμίσεις του γκρίζου (8 bits) και 2) έγχρωμες εικόνες (R,G,B) με 256 διαβαθμίσεις αποχρώσεων για καθένα από τα τρία βασικά χρώματα (24 bits). Τέτοιου τύπου δεδομένα (έγχρωμες εικόνες) είναι όλοι οι διατιθέμενοι αναλογικοί χάρτες, οι οποίοι ψηφιοποιήθηκαν με σάρωση και μετατράπηκαν σε ψηφιακά δεδομένα (TIFF format), στον σαρωτή του Εργαστηρίου Τηλεπισκόπησης, ως έγχρωμες εικόνες (R,G,B) με 300 dpi ανάλυση. Ίδιου τύπου δεδομένα αποτελούν και οι ψηφιοποιημένες επίγειες φωτογραφίες οι οποίες ελήφθησαν, οι οποίες μετά από σάρωση μετατράπηκαν σε ψηφιακά δεδομένα (TIFF format), ως έγχρωμες εικόνες (R,G,B) με 300 dpi ανάλυση.

Δεδομένα με ER-Mapper format (ERS (*.ers) χρησιμοποιούνται αποκλειστικά για αρχεία τα οποία διαχειρίζονται με το λογισμικό αυτό. Τα αρχεία αυτά μπορούν να αποθηκεύσουν πληροφορίες όπως και τα TIFF αρχεία, αλλά και επιπλέον στοιχεία :

- για το Γεωδαιτικό Σύστημα Αναφοράς,
- για τον τύπο των συντεταγμένων οι οποίες χρησιμοποιούνται στο αρχείο (φ, λ ή χ, ψ ή Easting, Northing),
- για διανυσματικά δεδομένα τα οποία πιθανώς να περιέχονται στο αρχείο,
- για στατιστικά στοιχεία σχετικά με τα raster και τα διανυσματικά δεδομένα τα οποία περιέχει το αρχείο, εάν αυτά έχουν υπολογιστεί.

β) σε διανυσματικά (Vector) στοιχεία (σε Arc/Info (*.e00) και ER-Mapper (*.erv) format). Τα στοιχεία αυτά προέκυψαν από ψηφιοποίηση των διατιθέμενων χαρτών είτε στον ψηφιοποιητή του Εργαστηρίου Τηλεπισκόπησης, με τη χρήση του Λογισμικού Γεωγραφικού Συστήματος Πληροφοριών Arc/Info ή στην οθόνη. Τα αρχεία τα οποία δημιουργήθηκαν με τον τρόπο αυτό, είναι πλήρως συνεργάσιμα (και μετατρέψιμα) με το λογισμικό Ψηφιακής Επεξεργασίας Τηλεπισκοπικών Απεικονίσεων ER-Mapper. Επίσης, διανυσματικά στοιχεία του Συστήματος αποτελούν τα απαραίτητα για την εργασία ψηφιοποιημένα τμήματα των τοπογραφικών διαγραμμάτων κλίμακας 1:5.000 (πηγή Γ.Υ.Σ).

Με το Γεωγραφικό Σύστημα Πληροφοριών (ΓΣΠ) Arc/Info (rev. 8.0), εφοδιασμένο με το module του ArcView έγινε η χωρική ανάλυση όλων των διανυσματικού format πληροφοριών που αναφέρονται στην εργασία αυτή. Με το λογισμικό αυτό έγιναν ακόμη όλοι οι συσχετισμοί και οι επεξεργασίες των raster format πληροφοριών.

Με το Λογισμικό Επεξεργασίας Ψηφιακών Τηλεπισκοπικών Απεικονίσεων ER-Mapper (version 6.2) πραγματοποιήθηκε η στατιστική ανάλυση των διαθεσίμων και απαραιτήτων raster πληροφοριών οι οποίες αναφέρονται στην εργασία αυτή. Το Λογισμικό ER-Mapper αποθηκεύει μόνον τους αλγορίθμους δημιουργίας των ψηφιακών επεξεργασιών, (λίγα μόνον kbytes), με αποτέλεσμα να μην απαιτείται μεγάλος αποθηκευτικός χώρος στον Η/Υ, (όσος θα απαιτείτο εάν οι διαδικασίες αυτές σωζόταν ως εικόνες, όπως γινόταν με τα περισσότερα σχετικά λογισμικά έως σήμερα). Επίσης με τη βοήθεια του Λογισμικού αυτού, δημιουργήθηκαν τα προοπτικά τριών διαστάσεων (3D) της περιοχής, τα οποία συσχετίσθηκαν με τα υπόλοιπα στοιχεία, (χωρικά, θεματικά κλπ), στο Γεωγραφικό Σύστημα Πληροφοριών Arc/Info.

3 Η ΣΥΜΒΟΛΗ ΤΗΣ ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗΣ ΣΤΗΝ ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΚΑΙ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΣΥΝΘΗΚΩΝ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΕΡΕΥΝΑΣ ΣΕ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ ΓΣΠ.

Για την διερεύνηση της συμβολής της Τηλεπισκόπησης [Curran (1985), Jensen (1986), Ρόκος (1988 και 1989)] στη μελέτη των υδρογεωλογικών και γεωλογικών συνθηκών της περιοχής της έρευνας χρησιμοποιήθηκε η δορυφορική τηλεπισκοπική απεικόνιση Landsat TM της 16ης Νοεμβρίου 1987. Οι τηλεπισκοπικές απεικονίσεις Landsat TM διαθέτουν τρία κανάλια στην περιοχή του ορατού φωτός (1,2,3), ένα στην περιοχή του εγγύς υπερύθρου (4), δύο στην περιοχή του μέσου υπερύθρου (5,7) και ένα στην περιοχή του θερμικού υπερύθρου (6).Στην εργασία αυτή, βασικός στόχος ήταν να αναδειχθούν και να τονιστούν οι φωτογραμμώσεις οι οποίες πιθανώς αποτελούν τεκτονικές δομές (ρήγματα, ρηξιγενείς ζώνες, επωθήσεις, εφιππεύσεις κλπ), με αξιοποίηση της φωτοερμηνευτικής τηλεπισκοπικής μεθοδολογίας.

Για το σκοπό αυτό πραγματοποιήθηκαν πολλά έγχρωμα και ψευδέγχρωμα σύνθετα και άλλες ψηφιακές επεξεργασίες της παραπάνω τηλεπισκοπικής απεικόνισης, έτσι ώστε να επιλεγεί το πιο κατάλληλο για τη συγκεκριμένη έρευνα. Σύμφωνα με τον Drury (1987), ο πειραματισμός με πολλές ψηφιακές επεξεργασίες, ώστε να αποκαλυφθεί ο καλύτερος δυνατός συνδυασμός πληροφοριών και η πρόσβαση σε ποικιλία ερμηνειών αυτων των επεξεργασιών βοηθάει στην σταχυολόγηση των περισσοτέρων δυνατών στοιχείων.

Για την πλήρη αξιοποίηση των ψηφιακών επεξεργασιών της τηλεπισκοπικής απεικόνισης της περιοχής έρευνας, γράφτηκαν αλγόριθμοι στο ειδικό λογισμικό πρόγραμμα ER Mapper (version 6.2), το οποίο μπορεί να αξιοποιήσει και άλλα βοηθητικά στοιχεία σε περιβάλλον ΓΣΠ.

3.1. Ψηφιακές επεξεργασίες της τηλεπισκόπησης απεικόνισης Landsat TM της περιοχής έρευνας

Η πρώτη απαραίτητη διαδικασία (προεπεξεργασία) πριν ξεκινήσουν οι ψηφιακές επεξεργασίες η οποία πραγματοποιήθηκε ήταν η γεωμετρική διόρθωση της δορυφορικής ψηφιακής τηλεπισκοπικής απεικόνισης με βάση τον τοπογραφικό χάρτη 1:50.000 της περιοχής, ο οποίος αποκτήθηκε από την Γεωγραφική Υπηρεσία Στρατού.

Για τον σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν 50 σημεία γεωδαιτικής αναφοράς ευδιάκριτα στην ΨΤΑ έτσι ώστε να είναι ικανοποιητική η ακρίβεια της γεωμετρικής διόρθωσης της ψηφιακής τηλεπισκοπικής απεικόνισης και η αναγωγή της στο σύστημα ΕΓΣΑ 87.

Στη συνέχεια πραγματοποιήθηκαν πολλές ψηφιακές επεξεργασίες με σκοπό να επιλεγούν οι πλέον κατάλληλες για τον εντοπισμό των φωτογραμμώσεων. Αυτές οι οποίες ξεχώρισαν μετά από δοκιμές, παρουσιάζονται σε αυτή την εργασία. Η επιλογή τους έγινε με δύο κυρίως κριτήρια τις υφιστάμενες βιβλιογραφικές αναφορές και τις γεωλογικές και γεωμορφολογικές ιδιαιτερότητες τις οποίες παρουσιάζει η περιοχή.

Μια από τις βασικότερες μεθόδους ενίσχυσης των ψηφιακών τηλεπισκοπικών απεικονίσεων με στόχο την οπτικά καλύτερη εμφάνιση τους, είναι η γραμμική ενίσχυση του τόνου με αποκοπή, η οποία χρησιμοποιήθηκε σε όλες τις ψηφιακές επεξεργασίες που πραγματοποιήθηκαν.

Σύμφωνα με τον Vincent (1997), η χρήση του θερμικού υπερύθρου καναλιού 6 του Landsat είναι δυνατόν να υποδεικνύει περιοχές οι οποίες βρίσκονται κοντά σε υπόγεια νερά, ως ανωμάλως ψυχρές ή ανωμάλως θερμές, καθώς η κανονική θερμοκρασία των υπογείων νερών όλο το χρόνο είναι περίπου 55° Farenheit. Η χρήση του θερμικού υπερύθρου καναλιού στην περιοχή της έρευνας δεν έδωσε ικανοποιητικά αποτελέσματα.

Το ίδιο συνέβη και με τη χρήση φίλτρων. Παρά τη χρήση πολλών διαφορετικών φίλτρων δεν δόθηκε σημαντική βοήθεια στον εντοπισμό και τονισμό των φωτογραμμώσεων.

Το καναλι 5 κρίθηκε φωτοερμηνευτικά, ως το πιο κατάλληλο για τον εντοπισμό γεωλογικών και γεωμορφολογικών φωτογραμμώσεων.Οι ψηφιακές τιμές του καναλιού 5 παρουσιάζουν μεγαλύτερη διασπορα, γεγονός το οποίο αποδεικνύει οτι εμπεριέχει περισσότερη πληροφορία. Το κανάλι 4, το οποίο είναι το καταλληλότερο για την απεικόνιση της βλάστησης χρησιμοποιήθηκε εδώ, διότι τα όρια μεταξύ διαφορετικών τύπων βλάστησης είναι δυνατό να υποδεικνύουν τεκτονικές δομές, ή όρια γεωλογικών σχηματισμών.

Το κανάλι 1 χρησιμοποιήθηκε επίσης διότι κρίθηκε ως το πιο κατάλληλο για τον εντοπισμό γραμμικών στοιχείων τα οποία έχουν δημιουργηθεί από ανθρώπινη παρέμβαση, όπως οδικό δί-

κτυο, όρια καλλιεργειών κλπ., ώστε να μη συγχέονται με τις γεωλογικές και γεωμορφολογικές φωτογραμμώσεις.

Έτσι το ψευδέγχρωμο σύνθετο το οποίο κρίθηκε ως το πιο κατάλληλο για τον εντοπισμό φωτογραμμώσεων είναι το 5,4,1(R,G,B).

4 ΣΥΣΧΕΤΙΣΕΙΣ ΘΕΜΑΤΙΚΩΝ ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΩΝ – ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Με κατάλληλες συσχετίσεις των απαραιτήτων κατά περίπτωση επιπέδων θεματικών πληροφοριών, στοιχειοθετήθηκαν χρήσιμα και ουσιαστικά συμπεράσματα γεωλογικού και υδρογεωλογικού ενδιαφέροντος., όπως παραδείγματος χάριν παρουσιάζονται παρακάτω:

•Με τη συσχέτιση λιθολογικών ενοτήτων, όπως αυτές εμφανίζονται στον ψηφιακό γεωλογικό χάρτη ο οποίος παρήχθη με υπόβαθρο τον γεωλογικό χάρτη Σητείας – Λιθινών, των Βιδάκη – Μυλωνάκη της Διεύθυνσης Γενικής Γεωλογίας και Γεωλογικών Χαρτογραφήσεων του Ινστιτούτου Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών και κατάλληλων ψηφιακών επεξεργασιών της ΨΤΑ είναι δυνατόν να επιβεβαιωθεί ή και να βελτιωθεί η γεωλογική χαρτογράφηση της περιοχής έρευνας.Στα παρακάτω σχήματα απεικονίζονται οι συσχετίσεις της λιθολογικής ενότητας Ασβεστολίθων-Δολομιτών του τεκτονικού καλύμματος της Τρίπολης και των τεταρτογενών αποθέσεων, με τις αντίστοιχες περιοχές όπως εμφανίζονται στο ψευδέγχρωμο σύνθετο 5,4,1(R,G,B) της ΨΤΑ Landsat TM της 16^{ης} Νοεμβρίου 1987. Είναι εμφανής η σχεδόν απόλυτη ταύτιση των λιθολογικών ορίων όπως απεικονίζονται στο γεωλογικό χάρτη και το καταλληλότερο όπως αποδείχθηκε ψευδέγχρωμο σύνθετο της ΨΤΑ (σχ.3, σχ.4)

• Με τη συσχέτιση (Σχ. 5) του υδρολιθολογικού χάρτη και των σημείων νερού, εξετάσθηκε η κατανομή των σημείων νερού στις υδρολιθολογικές ενότητες. Επίσης, με τη βάση δεδομένων η οποία δημιουργήθηκε από τα στοιχεία των γεωτρήσεων, φρεάτων και πηγών και τη συσχέτιση αυτών με την τεκτονική της περιοχής, εξήχθησαν χρήσιμα συμπεράσματα για τις καταλληλότερες θέσεις για τη διάνοιξη νέων γεωτρήσεων.

• Στο ψευδέγχρωμο σύνθετο 5,4,1(R,G,B) της ΨΤΑ Landsat TM της 16^{ης} Νοεμβρίου 1987 αναγνωρίσθηκαν φωτοερμηνευτικά οι γεωλογικές και γεωμορφολογικές φωτογραμμώσεις και από τον γεωμετρικά διορθωμένο γεωλογικό χάρτη 1.25.000 των Βιδάκη-Μυλωνάκη, ψηφιοποιήθηκαν τα ρήγματα της περιοχής. Δημιουργήθηκε έτσι ο χάρτης με τις φωτογραμμώσεις της περιοχής έρευνας, οι οποίες συσχετίσθηκαν με τα ρήγματα, τα οποία χαρτογραφήθηκαν με γεωλογικές μεθόδους.

Το πρώτο σημαντικό συμπέρασμα από τη συσχέτιση του χάρτη γραμμικών στοιχείων με το χάρτη των ρηγμάτων (σχ. 6), συνάγεται με τη βοήθεια της σύγκρισης των ροδοδιαγραμμάτων, τα οποία πραγματοποιήθηκαν και για τους δύο χάρτες και παρουσιάζονται στο σχ. 7.

Τα συστήματα κυρίων διευθύνσεων των γνωστών γεωλογικών ρηγμάτων είναι:

1. 35°-45° 2. 45°-55° 3. 25°-35°

Τα συστήματα κυρίων διευθύνσεων των φωτογραμμώσεων πιθανού γεωλογικού ενδιαφέροντος είναι:

1. 35°-45° 2. 85°-95° 3. 25°-35°

Είναι φανερό ότι δύο από τα τρία συστήματα κυρίων διευθύνσεων των ρηγμάτων και των φωτογραμμώσεων είναι κοινά. Αυτό αποτελεί σημαντικό συμπέρασμα το οποίο καταδεικνύει τη δυνατότητα τηλεπισκοπικής αναγνώρισης ρηγμάτων και οτι είναι πιθανόν κάποιες από τις πρόσθετες φωτογραμμώσεις να αποτελούν τεκτονικές δομές αξιοποιήσιμες στην εξέλιξη της έρευνας.Από τα παραπάνω παραδείγματα είναι εμφανής η ουσιαστική χρησιμότητα και σημασία της συσχέτισης αντιπροσωπευτικών θεματικών επιπέδων πληροφοριών η οποία μπορεί να πραγματοποιηθεί με τη βοήθεια του Γεωγραφικού Συστήματος Πληροφοριών και μπορεί να δώσει απαντήσεις και αποτελέσματα σε σημαντικά ζητήματα ανάλυσης των γεωλογικού και υδρογεωλογικού χαρακτήρα στοιχείων της περιοχής της έρευνας.

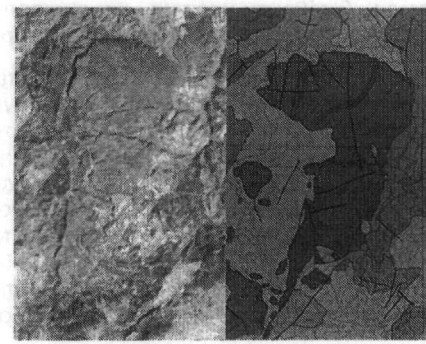
Τέλος με την υπέρθεση του χάρτη της Εθνικής Στατιστικής Υπηρεσίας στο ψηφιακό μοντέλο εδάφους της περιοχής (εικόνα 8) εμφανίζονται στις τρεις διαστάσεις τους οι γεωλογικές και γεωμορφολογικές φωτογραμμώσεις της περιοχής, η τεκτονική τάφρος Σητείας και η τοπογραφία της περιοχής, στοιχεία τα οποία υποβοηθούν στην προσπάθεια ολοκλήρωσης των δυνατοτήτων των τεχνολογιών αιχμής της Τηλεπισκόπησης και των Γεωγραφικών Συστημάτων Πληροφοριών στη γεωλογική και υδρογεωλογική έρευνα της περιοχής, η οποία συνεχίζεται.

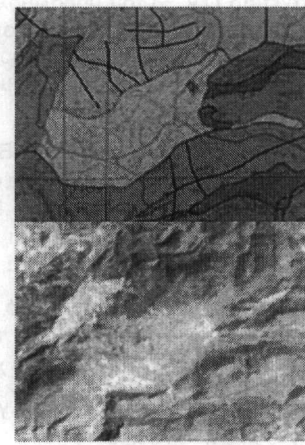




Σχήμα 1. Πάνω εμφανίζεται ο γεωλογικός χάρτης της περιοχής έρευνας

Σχήμα 2. Κάτω εμφανίζεται ο ψηφιακός υδρολιθολογικός χάρτης της περιοχής έρευνας



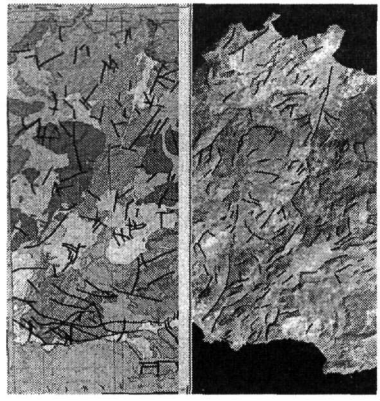


Σχήμα 3 (πάνω) Αριστερά εμφανίζεται η λιθολογική ενότητα Ασβεστολίθων δολομιτών στο ψευδέγχρωμο σύνθετο 5,4,1(R,G,B) της ΨΤΑ Landsat TM της 16ης Νοεμβρίου 1987 και δεξιά παρουσιάζεται η ίδια ενότητα στον ψηφιακό γεωλογικό χάρτη Σητείας-Λιθινών.

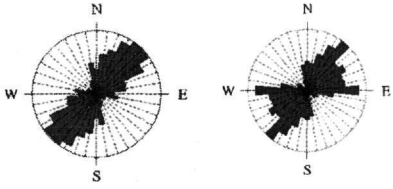
Σχήμα 4 (κάτω) Πάνω εμφανίζονται Τεταρτογενείς αποθέσεις στον ψηφιακό γεωλογικό χάρτη Σητείας – Λιθινών και κάτω παρουσιάζονται οι ίδιες αποθέσεις στο ψευδέγχρωμο σύνθετο 5,4,1(R,G,B) της ΨΤΑ Landsat TM της 16ης Νοεμβρίου 1987 .



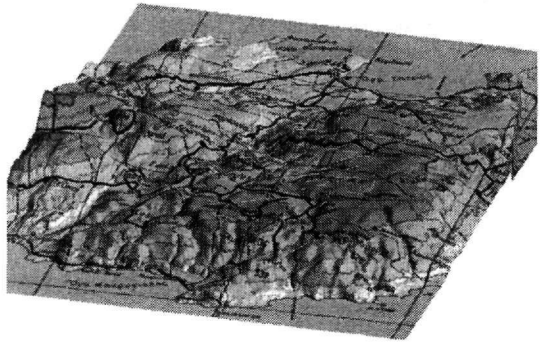
Σχήμα 5. Υδρολιθολογικός χάρτης και σημεία νερού της περιοχής



Σχήμα 6. Αριστερά εμφανίζεται ο γεωλογικός χάρτης της περιοχής έρευνας, με ψηφιοποιημένα τα ρήγματα. Δεξιά εμφανίζεται το ψευδέγχρωμο σύνθετο των καναλιών 5,4,1 (R,G,B) της ΨΤΑ Landsat 5 TM της 16ης Νοεμβρίου 1987 με ψηφιοποιημένες τις φωτογραμμώσεις (lineaments) της περιοχής.



Σχήμα 7. Αριστερά εμφανίζεται το ροδοδιάγραμμα των φωτογραμμώσεων οι οποίες έχουν εντοπιστεί και ψηφιοποιηθεί από την ΨΤΑ Landsat 5 TM της 16ης Νοεμβρίου 1987 έπειτα από τις κατάλληλες ψηφιακές επεξεργασίες. Δεξιά εμφανίζεται το ροδοδιάγραμμα των ρηγμάτων, όπως αυτά έχουν ψηφιοποιθεί από το γεωλογικό χάρτη της περιοχής έρευνας.



Σχήμα 8. 3-D ανάγλυφο της περιοχής έρευνας οπου στο ψηφιακο μοντέλο έχει επιτεθεί ο χάρτης της Στατιστικής Υπηρεσίας Ελλάδας.

Πίνακας 1 : Υπόμνημα υδρολιθολογικού χάρτη της περιοχής έρευνας

Υδροπερατοί προσχωσιγενείς σχηματισμοί.

Υδροπερατοί σχηματισμοί με δυνατότητα ανάπτυξης υδροφόρων οριζόντων.

Επικρατούν οι υδατοστεγείς μάργες.Φτωχοί υδροφόροι ορίζοντες στους υδροπερατούς σχηματισμούς.

Υδροπερατοί σχηματισμοί(κυρίως λόγω καρστικών διαρρήξεων).Ικανοποιητική υπόγεια υδροφορία.

Υδατοστεγείς σχηματισμοί.

Υδατοστεγείς μάργες με υπερκείμενους ασβεστολίθους εντός των οποίων αναπτύσσεται ικανοποιητική υπόγεια υδροφορία (ελεύθεροι υδροφόροι ορίζοντες).

Πυκνές εναλλαγές λεπτοστρωματωδών υδροπερατών και υδατοστεγών σχηματισμών.Φτωχοί υπο πίεση υδροφόροι ορίζοντες.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Avery, T.E. "Interpretation of Aerial Photographs." Burgess Publ., Minneapolis Minnesota, 1977.

Βιδάκη, Μ., Μυλωνάκη, Ι. «Γεωλογικός χάρτης περιοχών Σητείας-Λιθινών», ΙΓΜΕ, 1995.

Βιδάκη Μ., Μυλωνάκη, Ι., Παπαζέτη, Ε., Σκούρτση Κορωναίου, Β., Πομόνη Παπαιωάννου, Φ., Γαλανάκη, Δ. "Η γεωλογική δομή των περιοχών Σητείας – Λιθινών (Ανατολική Κρήτη)", Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών, Διεύθυνση Γεωλογίας και Γεωλογικών Χαρτογραφήσεων, Αθήνα, 1995.

Curran, P.J. "Principles of Remote Sensing." Longman, London, 1985.

Drury, S.A. "A Guide to Remote Sensing: Interpreting Images of the Earth." Oxford University Press, Oxford, 1990.

Drury, S.A. "Image Interpretation in Geology." Allen and Unwin, London, 1987.

Jensen, J.R. "Introductory digital image processing - a remote sensing perspective." Englewood Cliffs, Prentice-Hall, N.J., 1986.

Καλλέργης, Γ.Α. «Επιχειρησιακή Υδρογεωλογία», Εκδόσεις Πανεπιστημίου Πατρών, 1993.

Mostafa, M.E. and Zakir, F.A. "New enhancement techniques for azimuthal analysis of lineaments for detecting tectonic trends in and around the Afro-Arabian Shield.", Int. J. Remote Sensing, 1996, vol.17, No. 15, 2923-2943

Ομπετσάνοφ Ι. Κουμαντάκης, Ι., Σταματάκη Σ., Καθηγήτρια Ε.Μ.Π., Σχολή Μηχανικών Μεταλλείων Μεταλλουργών, Τομέας Μεταλλευτικής «Καρστικές πηγές στην Ελλάδα. Αποτύπωση και αξιολόγηση με τη χρήση Φεωγραφικού Συστήματος Πληροφοριών (GIS)" Τεχνικά Χρονικά Μάρτιος-Απρίλιος 2004, σελ. 1-22.

Ρόκος, Δ. "Ψηφιακές Επεξεργασίες Τηλεπισκοπικών Απεικονίσεων", Ε.Μ.Π., Αθήνα, 1989.

Ρόκος, Δ. "Φωτοερμηνεία - Τηλεπισκόπηση." Ε.Μ.Π., Τ.Α.Τ.Μ., Σημειώσεις για τους σπουδαστές, Εργαστήριο Τηλεπισκόπησης, Αθήνα, 1988.

Vincent, R.K. "Fundamentals of geological and environmental remote sensing", Prentice Hall,N.J., 1997.

Φυτρολάκης, Ν. «Η γεωλογική δομή της Κρήτης», Διατριβή επί υφηγεσία, Αθήναι 1980.

Φυτρολάκης, Ν., Μουρτζας, Ν. «Το καρστ και η υδροφορία της Κρήτης σε σχέση με την τεκτονική δομή», Anal.Geologie, τόμος XXXVI, σ.539-550, 1993-1995.

ABSTRACT

STRUCTURING A G.I.S. FOR THE INTEGRATED APPLICATION OF GEOLOGICAL, HYDROGEOLOGICAL AND REMOTE SENSING METHODS AND TECHNIQUES IN THE STUDY OF GROUND WATER IN THE SITIA TECTONIC GRABEN

Rokos E.[1], Andronis, V.[2]
[1] *Department of Geological Sciences, School of Mine Engineering-Metallurgy, NTUA, Iroon Politechniou 9, Zografos*

[2] *Remote sensing Laboratory, School of Surveying Engineers, NTUA, Iroon Politechniou 9, Zografos*

This paper utilizes data from the first author's doctoral research on the geological and hydrogeological study of the broader area of the Sitia tectonic graben, using geological, hydrogeological, remote sensing and G.I.S. methods and techniques. In this work a G.I.S. which has been developed to include the information levels produced in the course of the research, is presented. The information levels can thus be appropriately correlated, with the aim of integrating the results of geological and hydrogeological methods and related in situ studies and measurements with evaluations of the potential of digital processing and analysis of remotely sensed images. Some conclusions of this study are documented in the paper.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

ΑΠΟΚΛΙΣΕΙΣ ΜΕΤΑΞΥ ΜΕΘΟΔΩΝ ΕΚΤΙΜΗΣΗΣ ΤΩΝ ΚΛΙΣΕΩΝ ΚΑΙ Ο ΡΟΛΟΣ ΤΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΤΩΝ ΨΗΦΙΑΚΩΝ ΜΟΝΤΕΛΩΝ ΑΝΑΓΛΥΦΟΥ. ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΣΕ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ GIS

Φουμέλης Μ. και Βασιλάκης Εμμ.
Τομέας Δυναμικής Τεκτονικής Εφαρμοσμένης Γεωλογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Αθηνών, mfoum@geol.uoa.gr, evasilak@geol.uoa.gr

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην παρούσα εργασία περιγράφονται και αναλύονται τρεις από τις βασικότερες και πιο συχνά χρησιμοποιούμενες μεθόδους εκτίμησης της κλίσης με ψηφιακό τρόπο, η μέθοδος 'd8' (Travis et al. 1975), η μέθοδος του Horn (1981) και εκείνη των Zevenbergen & Thorne (1987), παραλλαγές των οποίων έχουν αναφερθεί κατά καιρούς στη βιβλιογραφία. Ταυτόχρονα εξετάζεται η μέθοδος 'd-infinite' του Tarboton (1997), η οποία αποτελεί μία σύγχρονη προσέγγιση.

Προκειμένου να διερευνηθεί η χωρική κατανομή των αποκλίσεων μεταξύ των μεθόδων ακολούθησε στατιστική επεξεργασία των αποτελεσμάτων σε περιβάλλον GIS. Ποσοτικό μέτρο σύγκρισης αποτέλεσε ο δείκτης RMSEr (Root Mean Square Error) που εκφράζει το βαθμό διαφοροποίησης των μεθόδων καθώς και ο συντελεστής γραμμικής συσχέτισης r που αποδίδει με τη σειρά του το βαθμό αντιστοιχίας τους. Οι αποκλίσεις εντοπίστηκαν κυρίως σε περιοχές με έντονο ανάγλυφο, ενώ εντύπωση προκαλεί το γεγονός ότι κάθε μέθοδος υπερεκτιμά ή υποεκτιμά την κλίση σε καθορισμένα σημεία της μορφολογίας, π.χ. κατά μήκος των υδροκριτικών γραμμών, των ρεμάτων και γενικότερα κάθε είδους μορφολογικών ασυνεχειών.

Διερευνήθηκε επίσης η επίδραση της χωρικής ανάλυσης του DEM στις εκτιμούμενες τιμές κλίσης και κατά επέκταση των αποκλίσεων μεταξύ τους. Γενική υπήρξε η τάση υποεκτίμησης των κλίσεων με την ελάττωση της χωρικής ανάλυσης του χρησιμοποιούμενου DEM, ανεξαρτήτως της μεθόδου που χρησιμοποιείται, ενώ ταυτόχρονη υπήρξε η αύξηση των αποκλίσεων μεταξύ τους. Το παραπάνω γεγονός υπογραμμίζει την αναγκαιότητα επιλογής της κατάλληλης για κάθε εφαρμογή ανάλυσης.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Παρόλο που οι χάρτες κλίσεων αποτελούν σημαντικά προϊόντα των περισσότερων εφαρμογών που έχουν ως βάση τους ένα ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου (Digital Elevation Model – DEM), ιδιαίτερη βαρύτητα δίνεται συνήθως στη παραγωγή του προσομοιωμένου ανάγλυφου, υποτιμώντας το ρόλο της μεθόδου που ακολουθείται για την εκτίμηση της κλίσης. Ο όρος 'εκτίμηση' παραπέμπει στην αδυναμία υπολογισμού των πραγματικών κλίσεων σε περιοχές μεγάλης κλίμακας με τις συμβατικές μεθόδους συλλογής δεδομένων π.χ. σε υδρολογικές λεκάνες.

Το ενδιαφέρον για την ορθή εκτίμηση της κλίσης οφείλεται στο βασικό της ρόλο για το μετέπειτα υπολογισμό μιας σειράς παραμέτρων σε ένα ευρύ φάσμα εφαρμογών, όπως μορφοτεκτονικών (οριοθέτηση ρηξιγενών δομών, καθορισμός επιφανειών επιπέδωσης και κατά βάθος διάβρωσης), υδρολογικών (π.χ. προσομοίωση της επιφανειακής απορροής), περιβαλλοντικών (π.χ. μοντέλα εκτίμησης της διάβρωσης, αναγνώριση και διαχείριση επικινδυνοτήτων όπως κατολισθήσεις και πλημμύρες) καθώς και πιο σύνθετων, όπως η διόρθωση των ατμοσφαιρικών επιδράσεων και η τοπογραφική κανονικοποίηση των πολυφασματικών δορυφορικών εικόνων και η διερεύνηση της οικιστικής καταλληλότητας μιας περιοχής.

Η εφαρμογή των προαναφερθέντων μεθόδων έλαβε χώρα σε περιοχή της ΒΑ Πελοποννήσου, σε ένα σύνολο 11 υδρολογικών λεκανών διαφορετικής έκτασης, τάξης (Strahler, 1952) και βαθμού τραχύτητας αναγλύφου (Strahler, 1958), με σκοπό τη διερεύνηση τυχόν αποκλίσεων σε λεκάνες διαφορετικού σταδίου γεωμορφολογικής εξέλιξης.

2 ΑΝΑΣΚΟΠΗΣΗ ΜΕΘΟΔΩΝ

Εξ ορισμού η τιμή της κλίσης σε οποιοδήποτε σημείο αποτελεί συνάρτηση της υψομετρικής του διαφοράς από κάποιο άλλο σημείο που βρίσκεται σε συγκεκριμένη απόσταση (βαθμίδα μεταβολής των υψομέτρων). Ουσιαστικά υπολογίζεται αρχικά τη βαθμίδα μεταβολής των υψομέτρων (σε m/m) και στη συνέχεια η τιμή της κλίσης (σε μοίρες) από το τόξο της εφαπτομένης.

Κάθε αλγόριθμος σαρώνει την υπό μελέτη περιοχή σταδιακά, υπολογίζοντας κάθε φορά το άνυσμα της κλίσης από τη μέγιστη ταπείνωση του αναγλύφου μεταξύ της κεντρικής ψηφίδας ενός παραθύρου 3x3 ψηφίδων και των οκτώ γειτονικών της (Σχ. 1). Ως σημεία αναφοράς για την μέτρηση των αποστάσεων λαμβάνονται τα κέντρα των ψηφίδων του DEM. Οι παραπάνω αποστάσεις βάση των οποίων εκτιμάται κάθε φορά το άνυσμα της κλίσης σχετίζονται με την ανάλυση του εκάστοτε πλέγματος υψομετρικών τιμών – DEM.

C_1	C_2	C_3
C_4	C_5	C_6
C_7	C_8	C_9

Σχήμα 1. Αρίθμηση ψηφίδων στο παράθυρο 3x3.

Ο υπολογισμός μέρους ή του συνόλου των οκτώ περιφερειακών ψηφίδων, ο συνυπολογισμός ή όχι της κεντρικής ψηφίδας και η χρήση αυτούσιων των τιμών των υψομέτρων ή η προσομοίωση του τοπικού αναγλύφου στο 3x3 παράθυρο, αποτελούν στοιχειώδεις διαφορές των αλγορίθμων. Μέθοδοι που περιορίζονται σε τέσσερις ή και λιγότερες γειτονικές ψηφίδες, έχουν σαφώς χειρότερα αποτελέσματα συγκριτικά με εκείνες που χρησιμοποιούν το μέγιστο δυνατό αριθμό δεδομένων, καθώς δε λαμβάνουν υπ' όψιν τους το σύνολο της τοπικής διακύμανσης του αναγλύφου (Skidmore 1989, Jones 1998). Παρακάτω περιγράφονται επιγραμματικά οι εξεταζόμενες μέθοδοι καθώς και οι περιορισμοί που τις διέπουν:

I. Η μέθοδος d8 (ή αλλιώς Maximum Downward Gradient method - MDG ή Steepest Descent method) πρωτοαναφέρθηκε από τον Travis et al. (1975) και αποτελεί μια απλοϊκή μέθοδο υπολογισμού της κλίσης. Στη συγκεκριμένη μέθοδο υπολογίζεται η μέγιστη παρατηρούμενη ταπείνωση του αναγλύφου μεταξύ του κέντρου του υπό εξέταση σημείου και των οκτώ γειτονικών του, χρησιμοποιώντας αποκλειστικά τις σημειακές τιμές των υψομέτρων,

$$S \equiv \max [(c_5 - c_i) / l_c]$$

όπου S η μέγιστη παρατηρούμενη κλίση, c_5 το υψόμετρο της κεντρικής ψηφίδας, c_i το υψόμετρο σε κάποια γειτονική ψηφίδα, l_c, η απόσταση (m) μεταξύ των κέντρων των εγκάρσιων ψηφίδων και $l_c * \sqrt{2}$ (στον παρονομαστή) για διαγώνιες ψηφίδες.

Όπως φαίνεται και από την παραπάνω εξίσωση οι ψηφίδες εξετάζονται ανά ζεύγη, ενώ στην τελική καταχώρηση της μέγιστης κλίσης δε συμμετέχουν τα υπόλοιπα σημεία, των οποίων οι κλίσεις σε σχέση με τη κεντρική ψηφίδα ήταν μικρότερες. Μειονέκτημα της συγκεκριμένης μεθόδου η εκτίμηση του ανύσματος της κλίσης αποκλειστικά σε μία από τις οκτώ προκαθορισμένες διευθύνσεις του παράθυρου 3x3 ψηφίδων.

Στις παρακάτω μεθόδους (II, III και IV) η κλίση υπολογίζεται συναρτήσει των επιμέρους κλίσεων στις διευθύνσεις των αξόνων (x - y) του ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου,

$$S = \sqrt{S_x^{\,2} + S_y^{\,2}}$$

όπου S_x και S_y οι βαθμίδες μεταβολής του υψόμετρου κατά μήκος της τετμημένης και τεταγμένης του DEM αντίστοιχα.

II. Τροποποίηση της μεθόδου των Fleming & Hoffer (1979), αποτελεί η εκείνη των Zevenbergen & Thorne (1987), βάση της οποίας θεωρείται μια επιφάνεια ελάχιστης καμπυλότητας που διέρχεται από τις εννέα ψηφίδες ενός παραθύρου 3x3 και ορίζεται από μια μερική πολυωνυμική συνάρτηση. Οι εννέα σταθερές της συνάρτησης μπορούν να υπολογιστούν από τα υψόμετρα του DEM

βάση των πολυωνύμων του Lagrange. Η κλίση κατά μήκος των αξόνων x και y δίνεται αντίστοιχα από τις εξισώσεις,

$$S_x = \frac{-c_4 + c_6}{2\,dx} \qquad \text{και} \qquad S_y = \frac{c_2 - c_8}{2\,dy}$$

Τονίζεται ότι το υψόμετρο της κεντρικής ψηφίδας δεν συνεκτιμάται στους υπολογισμούς.

III. Η μέθοδος του Horn (1981) αποτελεί τροποποίηση εκείνης των Sharpnack & Akin (1969). Για την προσομοίωση του ανάγλυφου χρησιμοποιεί διαφορετικούς συντελεστές βαρύτητας για κάθε ένα από τα οκτώ γειτονικά υψομετρικά σημεία και όχι κάποιο πολυώνυμο. Οι συντελεστές βαρύτητας είναι αντιστρόφως ανάλογοι του τετραγώνου της απόστασης από το κέντρο του παράθυρου 3x3 ψηφίδων. Ο υπολογισμός των βαθμίδων μεταβολής των υψομέτρων κατά μήκος των αξόνων του πλέγματος πραγματοποιείται βάσει των εξισώσεων,

$$S_x = (dz/dx) = ((c_1 + 2c_4 + c_7) - (c_3 + 2c_6 + c_9)) / (8 * dx)$$
$$S_y = (dz/dy) = ((c_1 + 2c_2 + c_3) - (c_7 + 2c_8 + c_9)) / (8 * dy)$$

όπου dx, dy η διαστάσεις των ψηφίδων τους πλέγματος κατά μήκος των αξόνων x και y αντίστοιχα και dz η υψομετρική διαφορά. Για τετράγωνες ψηφίδες dx = dy.

Ούτε εδώ δεν λαμβάνεται υπ' όψιν η τιμή υψομέτρου της κεντρικής ψηφίδας, ενώ παρατηρείται όπως και στην προηγούμενη μέθοδο κάποιου βαθμού εξομάλυνση των εκτιμούμενων κλίσεων λόγω της διαδικασίας προσομοίωσης του αναγλύφου .

IV. Στην προσπάθεια προσομοίωσης της επιφανειακής απορροής ο Tarboton (1997) έχοντας ως βάση τη μέθοδο του Travis et al. (1975), ανέπτυξε μια τεχνική εκτίμησης της κλίσης που καλείται 'd-infinite'. Πραγματοποιείται λοιπόν τριγωνισμός των κέντρων των ψηφίδων στο παράθυρο 3x3 και εκτιμάται η κλίση από τις υψομετρικές διαφορές στο εκάστοτε τρίγωνο. Ως κλίση καταχωρείται η μέγιστη παρατηρούμενη μεταβολή υψομέτρου στα οκτώ τρίγωνα (κάθε τρίγωνο περιέχει μια κορυφή που αντιστοιχεί το κέντρο του παράθυρου 3x3 ψηφίδων).

Με την τροποποίηση του Tarboton το άνυσμα της κλίσης λαμβάνει όλες τις δυνατές τιμές (από 0 έως 2π), ξεπερνώντας έναν από τους βασικότερους περιορισμούς της μεθόδου του Travis et al. (1975). Οι βαθμίδες μεταβολής των υψομέτρων δίνονται από τις εξισώσεις,

$$S_x = (dz/dx) = (c_i - c_i') / dx \qquad \text{και} \qquad S_y = (dz/dy) = (c_5 - c_i) / dy$$

όπου c_5 το υψόμετρο της κεντρικής ψηφίδας, c_i και c_i' τα υψόμετρα στην εγκάρσια και στην διαγώνια ψηφίδα του εκάστοτε τριγώνου του παράθυρου 3x3 αντίστοιχα.

Για λόγους ευκολίας οι αναφορές στις μεθόδους θα πραγματοποιείται με συντομογραφίες. Έτσι η μέθοδος του Travis et al. (1975) θα αναφέρεται ως 'd8', του Horn (1981) απλά ως 'Horn', των Zevenbergen & Thorne (1987), ως 'Z&T' και τέλος η μέθοδος του Tarboton (1997) ως 'd-inf'.

3 ΠΟΣΟΤΙΚΟΠΟΙΗΣΗ ΤΩΝ ΑΠΟΚΛΙΣΕΩΝ ΜΕΤΑΞΥ ΤΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ

Ακολούθησε η εκτίμηση της κλίσης βάσει των προαναφερόμενων μεθόδων στις επιλεγμένες υδρολογικές λεκάνες. Προκειμένου να διερευνηθούν οι αποκλίσεις μεταξύ των μεθόδων ακολούθησε στατιστική επεξεργασία των αποτελεσμάτων σε περιβάλλον GIS. Η ανάλυση περιλάμβανε το σύνολο των υπό εξέταση λεκανών με αριθμό ψηφίδων που έφτανε το 1.108.198, στοιχείο που σε συνδυασμό με την ανάλυση του πλέγματος (20m) μεταφράζεται σε έκταση περίπου 443 km^2. Σκόπιμα διερευνήθηκε μια περιοχή μεγάλης έκτασης έτσι ώστε να συμπεριληφθούν όλοι οι δυνατοί τύποι μορφολογικών ενοτήτων.

Ποσοτικό μέτρο σύγκρισης των μεθόδων αποτέλεσε ο δείκτης RMSEr (Route Mean Square Error) που δίνεται από την εξίσωση,

$$RMSEr = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(\Delta S)^2}$$

όπου ΔS η διαφορά των απόλυτων τιμών των κλίσεων μεταξύ δύο μεθόδων (ανά ψηφίδα του πλέγματος) και n ο συνολικός αριθμός των ψηφίδων.

καθώς και ο συντελεστής γραμμικής συσχέτισης r (Ripley, 1981),

$$r = \frac{n\sum_{i=1}^{n} x_i y_i - \sum_{i=1}^{n} x_i \sum_{i=1}^{n} y_i}{\sqrt{\left[n\sum_{i=1}^{n} x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^{n} x_i\right)^2\right]\left[n\sum_{i=1}^{n} y_i^2 - \left(\sum_{i=1}^{n} y_i\right)^2\right]}} = \frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^{n}(y_i - \bar{y})^2}}$$

όπου x_i και y_i οι τιμές της κλίσης στις εξεταζόμενες ψηφίδες για τις επιμέρους μεθόδους, $\bar{x}$ και $\bar{y}$ οι μέσες τιμές κλίσης των επιλεγμένων μεθόδων αντίστοιχα.

Αμφότεροι οι στατιστικοί έλεγχοι εξετάζουν τις μεθόδους ανά ζεύγη λαμβάνοντας υπ' όψιν τις απόλυτες τιμές κλίσης κάθε επιμέρους ψηφίδας του πλέγματος. Ο μεν δείκτης RMSEr εκφράζει το βαθμό διαφοροποίησης των μεθόδων, με τις υψηλές τιμές να υποδηλώνουν ανομοιογένεια των αποτελεσμάτων. Ο δε συντελεστής γραμμικής συσχέτισης αποδίδει το βαθμό αντιστοιχίας των μεθόδων και λαμβάνει τιμές που κυμαίνονται από 0 έως 1, με τη μονάδα να δηλώνει την απόλυτη συσχέτιση. Για την αποπεράτωση των απαιτούμενων υπολογισμών αναπτύχθηκε στο περιβάλλον του ArcView 3.2 GIS κώδικας με σειρά εντολών της Avenue.

Πίνακας 1. Ποσοτικοποίηση των αποκλίσεων μεταξύ των εξεταζόμενων μεθόδων βάση του δείκτη RMSEr και το συντελεστή γραμμικής συσχέτισης (r) για το σύνολο των επιλεγμένων υδρολογικών λεκανών.

RMSEr

	d8	Horn	Z&T	d-inf
d8	–			
Horn	3,280	–		
Z&T	3,439	0,816	–	
d-inf	0,542	3,224	3,452	–

r

	d8	Horn	Z&T	d-inf
d8	–			
Horn	0,975	–		
Z&T	0,972	0,988	–	
d-inf	0,997	0,978	0,963	–

Όπως προκύπτει από την ανάλυση (Πιν. 2) οι αποκλίσεις που παρατηρούνται μεταξύ των επιμέρους μεθόδων είναι πλήρως συσχετίσιμες με τις αρχές που τις διέπουν. Η ομαδοποίηση των μεθόδων είναι εμφανείς με τις μεθόδους Horn και Z&T να παρουσιάζουν σημαντικές ομοιότητες (χαμηλές τιμές του RMSEr και συνεπώς υψηλή συσχέτιση), ενώ ανάλογα αποτελέσματα παρουσιάζουν οι μέθοδοι d8 και d-inf.

Φαίνεται λοιπόν ότι ο αριθμός των ψηφίδων που λαμβάνεται τελικά υπ' όψιν κατά την εκτίμηση της κλίσης είναι από τους πιο κρίσιμους παράγοντες διαφοροποίησης των μεθόδων. Οι μαθηματικές αρχές βάσει των οποίων συνεκτιμάται το υψόμετρο των γειτονικών ψηφίδων διαδραματίζει ουσιαστικά δευτερεύοντα ρόλο. Με άλλα λόγια μέθοδοι που συνεκτιμούν την τοπική διακύμανση του αναγλύφου (Horn και Z&T), δηλαδή τα υψόμετρα του συνόλου των γειτονικών ψηφίδων του παράθυρου 3x3, παρέχουν συγκρίσιμα αποτελέσματα ανεξάρτητα με τον τρόπο που πραγματοποιείται η παραπάνω συνεκτίμηση. Αντίθετα μέθοδοι όπου το άνυσμα της κλίσης δε προκύπτει από την προσομοίωση του αναγλύφου στο παράθυρο 3x3 (d8 και d-inf) παρουσιάζουν έντονη διαφοροποίηση

από τις προηγούμενες. Σε αντίστοιχα αποτελέσματα κατέληξαν και οι Zhang et al. (1999) και Jones (1998) συγκρίνοντας μερικές από τις παραπάνω μεθόδους.

Εκ πρώτης άποψης οι αποκλίσεις μεταξύ των μεθόδων δεν μπορεί να θεωρηθούν σημαντικές αφού οι συντελεστές γραμμικής συσχέτισης έχουν γενικά πολύ υψηλές τιμές. Τονίζεται ωστόσο ότι αμφότεροι οι έλεγχοι πραγματοποιούνται για το σύνολο των ψηφίδων και έτσι αν οι αποκλίσεις καταλαμβάνουν έστω και συγκεκριμένες μόνο θέσεις εντός των λεκανών θα συνεισφέρουν απλώς σε αύξηση του υπολογιζόμενου σφάλματος.

4 ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΤΩΝ ΑΠΟΚΛΙΣΕΩΝ

Υπολογίστηκαν στατιστικά μεγέθη όπως η μέση τιμή, η τυπική απόκλιση και η μέγιστη τιμή κλίσης για τις επιλεγμένες υδρολογικές λεκάνες (Πιν. 2). Εντύπωση προκαλεί το γεγονός ότι παρά τις εν γένει διαφορές των μεθόδων, οι αποκλίσεις της μέσης τιμής της κλίσης στις υπό εξέταση λεκάνες ήταν αμελητέες (<1°). Μεγαλύτερες υπήρξαν οι διαφορές (έως και 5°) στις μέγιστες παρατηρούμενες τιμές κλίσης. Παρατηρήθηκαν επίσης διαφορές στις τυπικές αποκλίσεις (std.dev.) των μέσων τιμών, γεγονός που υποδηλώνει την ανομοιογένεια των εκτιμούμενων απόλυτων τιμών κλίσης αλλά και της κατανομής τους εντός των λεκανών, ακριβώς λόγω της φύσης κάθε μεθόδου.

Πίνακας 2. Στατιστικά μεγέθη των κλίσεων που εκτιμήθηκαν στις επιλεγμένες υδρολογικές λεκάνες (b1 έως b25) βάση των εξεταζόμενων μεθόδων.

	ΤΑΞΗ	ΜΕΣΕΣ ΤΙΜΕΣ				ΜΕΓΙΣΤΕΣ ΤΙΜΕΣ			
		d8	Horn	Z & T	d-inf	d8	Horn	Z & T	d-inf
b1	5	11,33	11,36	11,43	11,56	57,99	56,14	57,30	59,25
b8	4	9,25	9,32	9,37	9,45	43,53	40,12	40,92	44,49
b9	4	10,76	10,78	10,84	10,97	56,31	52,02	52,62	56,31
b11	4	13,77	13,85	13,91	14,04	65,56	63,40	64,01	65,56
b12	4	7,61	7,61	7,65	7,77	47,73	43,87	47,38	48,33
b14	4	13,96	14,05	14,14	14,25	45,00	41,32	42,10	46,23
b17	3	18,94	19,29	19,36	19,33	60,26	59,63	60,35	61,40
b18	3	18,57	18,67	18,76	18,94	62,24	57,76	59,85	63,02
b19	3	16,83	16,94	17,01	17,20	43,53	38,58	41,37	43,53
b20	5	20,60	20,81	20,89	21,02	69,68	66,25	68,01	69,88
b25	5	20,44	20,69	20,75	20,86	69,08	66,39	67,59	69,33
		[d-inf] > [Z&T] > [Horn] > [d8]				[d-inf] > [d8] > [Z&T] > [Horn]			

Παρατηρώντας προσεκτικά τον πίνακα 2 διακρίνουμε μια συστηματικότητα μεταξύ των παραπάνω στατιστικών μεγεθών. Συγκεκριμένα οι διαφορές μεταξύ των μεθόδων όσ' αναφορά τη μέση και τη μέγιστη παρατηρούμενη τιμή κλίσης υπήρξαν στη πλειοψηφία των περιπτώσεων σταθερές ανεξάρτητα από την έκταση, το ανάγλυφο και το στάδιο γεωμορφολογικής εξέλιξης των υδρολογικών λεκανών. Για το σύνολο των λεκανών, υψηλότερες τιμές μέσης κλίσης εμφανίζει η μέθοδος d-inf και ακολουθούν με φθίνουσα σειρά η Z&T, η Horn και τέλος η d8 ([d-inf]>[Z&T]>[Horn]>[d8]). Αντίστοιχα για τις μέγιστες τιμές κλίσης η μέθοδος d-inf εξακολουθεί να παρουσιάζει τις υψηλότερες τιμές όμως στη συνέχεια η σειρά διαφοροποιείται με την d8 να ακολουθεί και τις Z&T και Horn να έχουν τις χαμηλότερες τιμές μέγιστης κλίσης στις λεκάνες ([d-inf]>[d8]>[Z&T]>[Horn]).

Χαρακτηριστικό είναι το γεγονός ότι παρά τη σταθερά υψηλή τιμή μέγιστης παρατηρούμενης κλίσης για τη μέθοδο d8, η συγκεκριμένη μέθοδος διατηρεί τη χαμηλότερη μέση τιμή κλίσης στο σύνολο των λεκανών. Κατά συνέπεια η υπερεκτίμηση των κλίσεων από τη μέθοδο, λαμβάνει χώρα

Πίνακας 3. Αποκλίσεις στο σύνολο των ψηφίδων μεταξύ των μεθόδων d8 και Horn στην ευρύτερη περιοχή μελέτης.

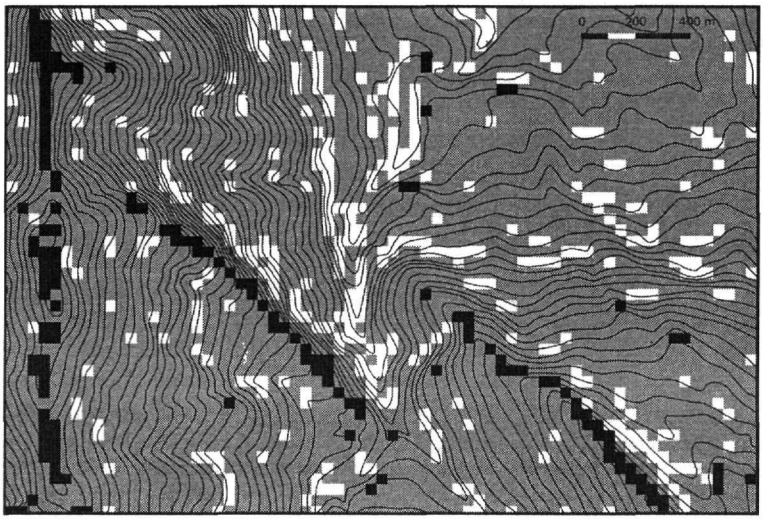
ΕΥΡΟΣ ΑΠΟΚΛΙΣΕΩΝ	ΑΡΙΘΜΟΣ ΨΗΦΙΔΩΝ	%
< 1	863015	44,79
1 - 2	464326	24,09
2 - 5	405917	21,06
5 - 10	154446	8,01
10 - 15	30319	1,57
15 - 20	6788	0,35
20 - 25	1688	0,09
25 - 30	460	0,02
> 30	240	0,01
ΣΥΝΟΛΟ	1927199	100

σε συγκεκριμένες περιοχές των λεκανών και όχι σε όλη την έκτασή τους. Η περίπτωση να υπάρχουν αποκλίσεις σε ευρύτερες περιοχές είναι αμφίβολη καθώς θα αναμενόταν αύξηση της διαφοράς των μέσων τιμών κλίσης. Αποκλίσεις επομένως μεταξύ των μεθόδων υφίστανται ακόμα και αν δεν εκφράζονται με σαφήνεια στις μέγιστες και ιδιαίτερα στις μέσες τιμές κλίσης των λεκανών, γεγονός που οφείλεται πιθανόν στον τοπικό χαρακτήρα των αποκλίσεων.

Στη συνέχεια εξετάστηκε λεπτομερέστερα το εύρος των αποκλίσεων και το ποσοστό που καταλαμβάνουν εντός της ευρύτερης περιοχής μελέτης (Πιν. 3). Σε αυτή την περίπτωση διερευνήθηκαν οι διαφορές των μεθόδων για κάθε επιμέρους ψηφίδα του DEM. Ενδεικτικά αναφέρονται τα αποτελέσματα κατά τη σύγκριση των μεθόδων d8 και Horn. Οι παρατηρούμενες αποκλίσεις ξεπέρασαν σε ορισμένες περιπτώσεις τις 40°, με το 2% περίπου των ψηφίδων στο το σύνολο των λεκανών να εμφανίζουν διαφορές άνω των 10° και το 90% μικρότερες των 5°. Παρ' όλα αυτά τέτοιες διαφορές είναι ικανές να εισάγουν σημαντικό σφάλμα σε πολλές εφαρμογές, αν και εφόσον η κατανομή τους λαμβάνει χώρα σε πολύ συγκεκριμένες μορφολογικές δομές και δεν είναι ομοιόμορφα κατανεμημένες εντός της εκάστοτε περιοχή μελέτης.

5 ΧΩΡΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΑΠΟΚΛΙΣΕΩΝ

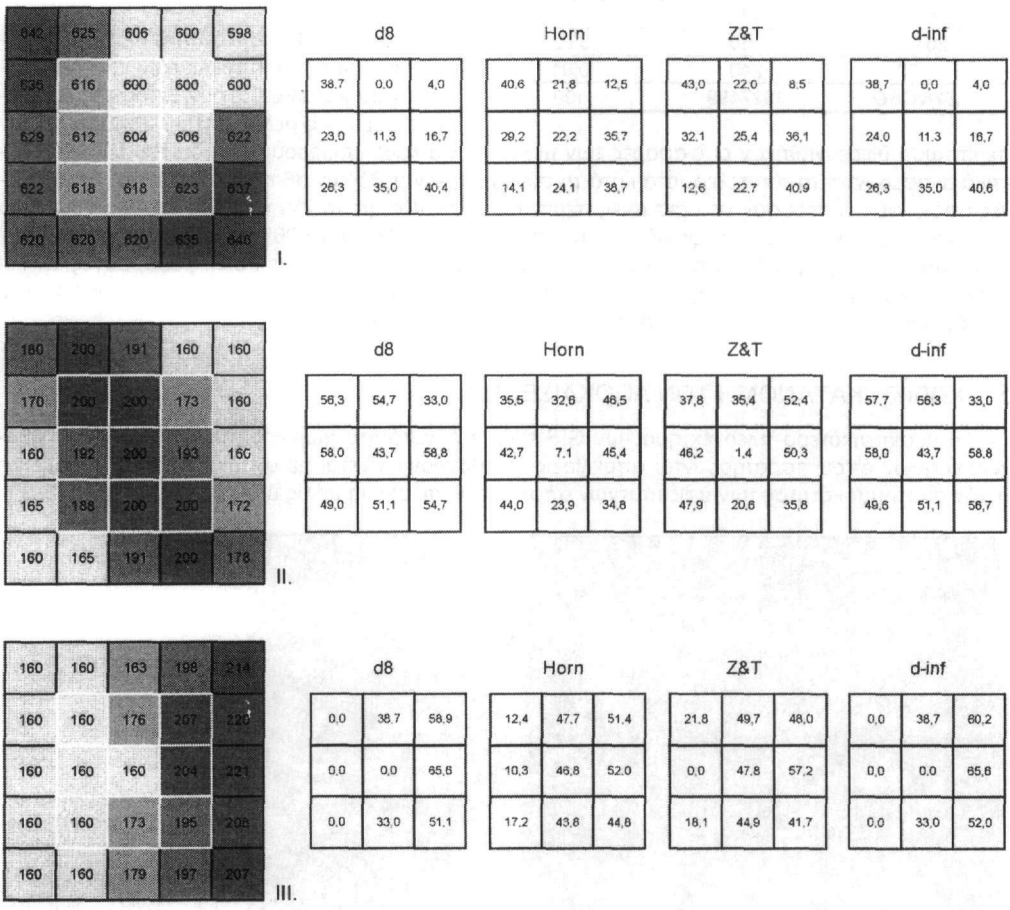
Το ουσιαστικότερο πλεονέκτημα των GIS είναι η δυνατότητα χωρικής απεικόνισης των περιοχών εκείνων όπου παρατηρούνται αποκλίσεις. Ταυτόχρονα γίνεται με σχετική ευκολία η διάκριση τυχόν συστηματικότητας των υφιστάμενων αποκλίσεων σε σχέση με τις μορφολογικές δομές.



Σχήμα 2. Χωρική κατανομή των αποκλίσεων μεταξύ των μεθόδων d8 και Horn. Οι μαύρες και λευκές ψηφίδες απεικονίζουν την υπερεκτίμηση των τιμών των κλίσεων από τις μεθόδους d8 και Horn αντίστοιχα.

Όπως ήταν αναμενόμενο οι διαφορές εντοπίζονται κυρίως σε περιοχές με έντονες διακυμάνσεις της μορφολογίας και συγκεκριμένα κατά μήκος των υδροκριτικών γραμμών, ρεμάτων και γενικότερα σε κάθε είδους μορφολογικής ασυνέχειας. Παλαιότερες μελέτες αναφέρουν επίσης τη διαφοροποίηση των αποτελεσμάτων μεταξύ των αλγόριθμων εκτίμησης της κλίσης σε περιοχές με έντονο ανάγλυφο (Jones 1998, Zhang et al. 1999).

Ωστόσο, προκαλεί εντύπωση το γεγονός ότι κάθε μέθοδος υπερεκτιμά ή υποεκτιμά την κλίση σε καθορισμένα σημεία της μορφολογίας, όπως για παράδειγμα στα ανώτερα ή τα κατώτερα τμήματα των μορφολογικών ασυνεχειών. Πράγματι, εξετάζοντας ένα ενδεικτικό τμήμα του χάρτη κατανομής των αποκλίσεων μεταξύ των μεθόδων d8 και Horn, φαίνεται ότι οι αποκλίσεις λαμβάνουν χώρα σε *συγκεκριμένες μορφολογικές ζώνες*. Συγκεκριμένα περιορίζονται σε κάθε είδους μορφολογική ασυνέχεια, είτε πρόκειται για κρημνό, είτε για κάποιο ρέμα με έντονη κατά βάθος διάβρωση ή ακόμα και κατά μήκος των υδροκριτών (Σχ. 2). Αντίστοιχη είναι η εικόνα των χαρτών κατανομής των αποκλίσεων μεταξύ των μεθόδων με υψηλές τιμές του δείκτη RMSEr και χαμηλή γραμμική συσχέτιση. Τέτοιου είδους συστηματικότητα δεν παρατηρείται μεταξύ των αποτελεσμάτων ομοειδών μεθόδων (d8 – d-inf, Horn – Z&T), με τις αποκλίσεις να λαμβάνουν μεμονωμένο και διάσπαρτο χαρακτήρα.



Σχήμα 3. Χαρακτηριστικές μορφολογικές δομές όπου παρατηρούνται αποκλίσεις μεταξύ των μεθόδων εκτίμησης της κλίσης, I.) κοιλάδα, II.) λοφοειδείς μορφή και III.) μορφολογική ασυνέχεια. Διακρίνονται οι ψηφιακές τιμές υψομέτρου στις ψηφίδες του DEM (αριστερά) και οι εκτιμούμενες τιμές κλίσης στις κεντρικές ψηφίδες βάση του παράθυρου 3x3 ψηφίδων.

Σε γενικές γραμμές οι μέθοδοι που δε λαμβάνουν υπ' όψιν τους την τοπική διακύμανση του αναγλύφου στο παράθυρο 3x3 ψηφίδων (d8 και d-inf) έχουν την τάση υπερεκτίμησης της κλίσης στα *ανώτερα τμήματα των μορφολογικών ασυνεχειών, εκεί δηλαδή που μεταπίπτουμε από ομαλές σε* σχετικά πιο απότομες κλίσεις καθώς και στις υδροκριτικές γραμμές. Αντίθετα οι πιο σύνθετες τεχνικές Horn και Z&T υπερεκτιμούν την κλίση στα κατώτερα τμήματα των μορφολογικών ασυνεχειών

και στις κοιλάδες. Στην εικόνα (Σχ. 3) παρουσιάζονται χαρακτηριστικές θέσεις όπου παρατηρήθηκαν οι μέγιστες αποκλίσεις μεταξύ των μεθόδων στην ευρύτερη περιοχή μελέτης.

Το πρόβλημα που προκύπτει είναι εμφανές καθώς οι αποκλίσεις επικεντρώνονται σε θέσεις ιδιαίτερου γεωλογικού ενδιαφέροντος. Ο χαρακτηρισμός επομένως μιας γεωμορφής ως επιφάνεια επιπέδωσης (Σχ. 3-I) ή των συνθηκών διάβρωσης ενός υδρορέματος (Σχ. 3-II) εξαρτώνται σε μεγάλο βαθμό από τη μέθοδο που θα χρησιμοποιηθεί για την εκτίμηση της κλίσης. Ακόμα και η οριοθέτηση μιας μορφολογικής ασυνέχειας (Σχ. 3-III) εμπεριέχει ένα ποσοστό σφάλματος, ανάλογο των διαστάσεων της ψηφίδας – χωρική ανάλυση του DEM.

6 ΡΟΛΟΣ ΤΗΣ ΧΩΡΙΚΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ

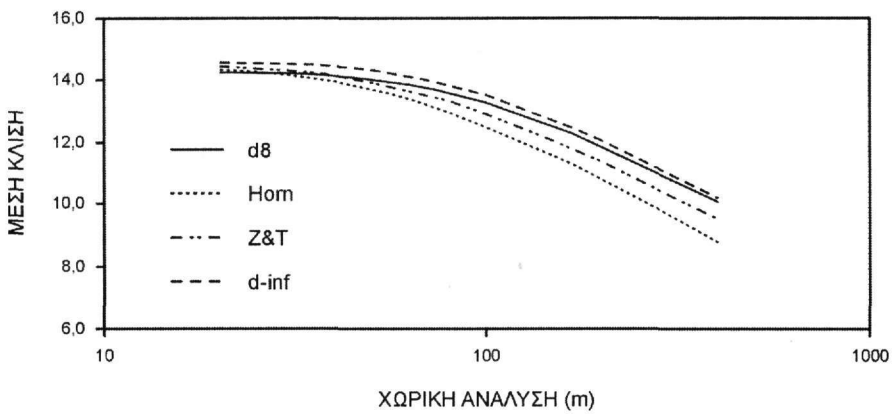
Από τα υπάρχοντα ανυσματικά δεδομένα (ισοϋψείς των τοπογραφικών χαρτών) και βάσει της ίδιας μεθόδου παρεμβολής, κατασκευάστηκε ένας αριθμός DEM διαφορετικής χωρικής ανάλυσης. Εκτιμήθηκε στη συνέχεια για κάθε ένα από τα παραγόμενα DEM η κλίση με τις επιλεγμένες μεθόδους και διερευνήθηκε η μεταβολή της μέσης τιμής της για την ευρύτερη περιοχή μελέτης με την ελάττωση της ανάλυσης του DEM (Σχ. 4).

Οι βασικότερες παρατηρήσεις που προκύπτουν συνοψίζονται παρακάτω:

i. Ανεξαρτήτως της μεθόδου εκτίμησης της κλίσης, η αύξηση των διαστάσεων των ψηφίδων και κατά συνέπεια ελάττωση της χωρικής ανάλυσης επιφέρει την υποεκτίμηση των τιμών των κλίσεων.

ii. Η υποεκτίμηση των κλίσεων οφείλεται στην ομαλοποίηση (περιορισμός των λεπτομερειών) που υφίσταται το DEM με την ελάττωση της ανάλυσής του.

iii. Οι αποκλίσεις μεταξύ των μεθόδων είναι αντιστρόφως ανάλογες της χωρικής ανάλυσης του DEM.



Σχήμα 4. Ημιλογαριθμικό διάγραμμα των εκτιμούμενων τιμών μέσης κλίσης βάση των επιλεγμένων μεθόδων για την ευρύτερη περιοχή μελέτης κατά τη μεταβολή της ανάλυσης του DEM.

Η χρήση πιο αξιόπιστων από άποψης υψομετρικής ακρίβειας DEM, δε βελτιώνει σε καμία περίπτωση το προκύπτων σφάλμα που σχετίζεται με τη χωρική ανάλυση του πλέγματος των ψηφιακών υψομετρικών τιμών, την κλίμακα δηλαδή του DEM. Με αυτήν την έννοια η χωρική ανάλυση του DEM έχει σημαντική επίδραση στα αποτελέσματα μιας εφαρμογής, αφού επηρεάζει σε μεγάλο βαθμό τις αποκλίσεις μεταξύ των μεθόδων. Πρέπει να τονισθεί ότι η ποσοτικοποίηση των αποκλίσεων και η διερεύνηση της χωρικής τους κατανομής στα προηγούμενα στάδια της εργασίας πραγματοποιήθηκε με βάση το DEM των 20m, περιοχή με μικρό εύρος αποκλίσεων (Σχ. 4). Η οποιαδήποτε ελάττωση της ανάλυσης όπως χαρακτηριστικά φαίνεται στο διάγραμμα θα επέφερε την αύξηση των αποκλίσεων μεταξύ των μεθόδων και κατ' επέκταση της ασάφειας στον καθορισμό των κλίσεων στην εκάστοτε περιοχή μελέτης.

7 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η ποσοτικοποίηση των αποκλίσεων μεταξύ των μεθόδων βάσει του δείκτη RMSEr και του συντελεστή γραμμικής συσχέτισης r επέτρεψε την διάκριση των μεθόδων σε επιμέρους ομάδες με παρόμοια αποτελέσματα. Ο αριθμός των ψηφίδων που συνεκτιμώνται από κάθε μέθοδο φαίνεται να αποτελεί την πλέον κρίσιμη παράμετρο διαφοροποίησης μεταξύ τους.

Οι παρατηρούμενες αποκλίσεις είχαν περιορισμένη έκφραση στις μέγιστες και ιδιαίτερα στις μέσες τιμές κλίσης των επιλεγμένων υδρολογικών λεκανών. Οι συγκεκριμένες στατιστικές παράμετροι δε δύναται επομένως να θεωρηθούν κριτήρια ελέγχου των αποκλίσεων μεταξύ των επιμέρους μεθόδων.

Μέχρι στιγμής, προϋπάρχουσες μελέτες είχαν υπογραμμίσει την διαφοροποίηση των μεθόδων σε περιοχές με έντονο ανάγλυφο. Η διερεύνηση της χωρικής κατανομής των αποτελεσμάτων των διαφόρων αλγόριθμων εκτίμησης της κλίσης απέδειξε ότι αποκλίσεις υφίστανται και λαμβάνουν χώρα σε συγκεκριμένες μορφολογικές δομές. Οι μέθοδοι που λαμβάνουν υπ' όψιν τους την τοπική διακύμανση του αναγλύφου στο παράθυρο 3x3 ψηφίδων (Horn, Z&T), υπερεκτιμούν την κλίση στις κοίλες μορφολογικές δομές (κατώτερα τμήματα μορφολογικών ασυνεχειών, κοιλάδες, κλπ.). Αντίστοιχα οι μέθοδοι που δεν προσομοιώνουν το ανάγλυφο στο παράθυρο 3x3 (d8, d-inf) υπερεκτιμούν την κλίση στις κυρτές μορφολογικές δομές (ανώτερα τμήματα μορφολογικών ασυνεχειών, υδροκριτικές γραμμές, κλπ.).

Οι ασάφειες που προκύπτουν στο χαρακτηρισμό ορισμένων γεωμορφών (π.χ. των επιφανειών επιπέδωσης), τον καθορισμό της έντασης φαινομένων όπως η κατά βάθος διάβρωση ακόμα και στην οριοθέτηση των μορφολογικών ασυνεχειών είναι υπαρκτές. Είναι κατανοητό ότι δεδομένα που αφορούν την πραγματική κλίση της μορφολογίας είναι πρακτικά αδύνατο να συλλεχθούν σε κλίμακες της παρούσας εργασίας. Μιλώντας λοιπόν για υπερεκτίμηση και υποεκτίμηση της κλίσης αναφερόμαστε πάντα στις σχετικές τιμές μεταξύ των μεθόδων, καθώς δεν υπάρχει κάποιου είδους μέτρηση που να αποτελέσει αξιόπιστο επίπεδο αναφοράς.

Επιπλέον διαφορά μεταξύ των διαφόρων μεθόδων εντοπίζεται στην ίδια τη δομή των αλγόριθμών τους, τις αρχές δηλαδή που διέπουν την επεξεργασία των υψομέτρων. Έτσι ορισμένες μόνο τεχνικές (Horn, Z&T) είναι ικανές να εκτιμήσουν εκτός της πρώτης παραγώγου της τοπογραφίας – κλίση και δεύτερης τάξης παράγωγο – 'τοπογραφική καμπυλότητα' (curvature). Η αδυναμία επίσης ορισμένων μεθόδων να εκτιμούν το άνυσμα της κλίσης – προσανατολισμός των κλίσεων – σε όλο το δυνατό εύρος τιμών (0 - 2π) ασκεί ουσιαστικό περιορισμό στους στόχους πολλών εφαρμογών.

Τέλος η χωρική ανάλυση του DEM όπως διαπιστώθηκε συμβάλει δραστικά στην διακύμανση των αποκλίσεων μεταξύ των μεθόδων. Το παραπάνω γεγονός σε συνδυασμό με την γενικότερη υποεκτίμηση της κλίσης κατά την ελάττωση της χωρικής ανάλυσης, επιβάλλει την ορθή επιλογή, όπου βέβαια είναι εφικτό, της καταλληλότερης κλίμακας για την εκάστοτε εφαρμογή.

Θα πρέπει να τονισθεί ότι εφόσον κάθε μέθοδος στηρίζεται σε κάποιο μαθηματικό μοντέλο, η γνώση των πλεονεκτημάτων και μειονεκτημάτων καθώς και των περιορισμών ενός μοντέλου, όπως αυτές διατυπώνονται από τη μαθηματική του έκφραση, επιτρέπει κατά έναν έμμεσο τρόπο την επιλογή της καταλληλότερης μεθόδου για την εκάστοτε εφαρμογή. Αν για παράδειγμα το DEM που πρόκειται να χρησιμοποιηθεί δεν έχει ικανοποιητική χωρική ανάλυση και ο στόχος της εφαρμογής είναι η αναγνώριση της κατά βάθος διάβρωσης, η χρήση μιας μεθόδου που 'υπερεκτιμά' την κλίση στις συγκεκριμένες μορφολογικές δομές είναι αναγκαία ώστε να αντισταθμιστεί η ομαλοποίηση του αναγλύφου λόγω της χαμηλής χωρικής ανάλυσης των υψομετρικών δεδομένων.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Fleming, M.D., Hoffer, R.M., 1979. Machine processing of landsat MSS data and DMA topographic data for forest cover type mapping, LARS Technical Report 062879. Laboratory for Applications of Remote Sensing, Purdue University, West Lafayette, Indiana.

Horn, B.K.P., 1981. Hill shading and reflectance map, Proceedings of the IEEE, 69(1), 14-47.

Jones, K.H., 1998. A comparison of algorithms used to compute hill slope as a property of the DEM, Computers & Geosciences, 24(4), 315-323.

Ripley, B.D., 1981. Spatial statistics. New York, John Wiley, 252p.

Sharpnack, D.A., Akin, G., 1969. An algorithm for computing slope and aspect from elevations, Photogrammetric Engineering, 35(3), 247-248.

Skidmore, A.K., 1989. A comparison of techniques for calculating gradient and aspect from a gridded digital elevation model, International Journal of Geographical Information Systems, 3(4), 323-334.
Strahler, A.N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography, Geological Society of America Bulletin, 63, 1117-1142.
Strahler, A.N., 1958. Dimensional analysis applied to fluvially eroded landforms, Geological Society of America Bulletin, 69, 279-300.
Tarboton, D.G., 1997. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models, Water Resources Research, 33(2), 309-319.
Travis, M.R., Elsner, G.H., Iverson, W.D., Johnson, C.G., 1975. VIEWIT computation of seen areas, slope and aspect for land-use planning, U.S. Dept. of Agriculture Forest Service Gen. Techn. Rep. PSW 11/1975, Pacific Southwest Forest and Range Experimental Station, Berkley, California, 70pp.
Zevenbergen, L.W., Thorne, C., 1987. Quantitative analysis of land surface topography, Earth Surface Processes and Landforms, 12, 47-56.
Zhang, X., Drake, N.A., Wainwright, J., Mulligan, M., 1999. Comparison of slope estimates from low resolution DEMs: Scaling issues and fractal method for their solution, Earth Surface Processes and Landforms, 24, 763-779.

ABSTRACT

DEVIATION BETWEEN HILL SLOPE ESTIMATION METHODS AND THE ROLE OF DEM SPATIAL RESOLUTION. COMPARATIVE STUDY IN A GIS ENVIRONMENT

Foumelis M. and Vassilakis Emm.
[1] *Department of Dynamic Tectonic & Applied Geology, Faculty of Geology, University of Athens, mfoum@geol.uoa.gr, evasilak@geol.uoa.gr*

Three methods are descibed between the most frequently used for the estimation of hill slope from digital elevation models (DEM), the 'd8' method (Travis et al. 1975), Horn's method (1981) and Zevenbergen and Thorne method (1987), are described. Also a new approach was examined introduced by Tarboton (1997) called 'd-infinite' method.

In order to investigate the spatial distribution of deviations between the examined methods, a statistical analysis was performed in a GIS environment. The magnitude of the differences between the methods was determined by calculating the RMSEr (Root Mean Square Error), while the degree of their equivalence was expressed by the linear correlation factor (r). Most deviations were located in areas of high relief, whereas the most interesting fact was that each method overestimates or underestimates the slope in very specific morphological structures, e.g. along watersheds, streams and generally in some types of morphological discontinuities.

Finally, the DEM spatial resolution effect was explored on the estimated slope values using the selected methods. Regardless the method used, a general tendency of underestimating slope values by decreasing the DEM resolution was observed. The degree of divergences between these was also highly depended on the change of spatial resolution. Thus, the importance of defining a suitable resolution for each application should be addressed.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

LANDSLIDE SUSCEPTIBILITY MAPPING BY GIS-BASED QUALITATIVE WEIGHTING PROCEDURE IN CORINTH AREA

Foumelis M. [1], Lekkas E. [1], Parcharidis I. [2]

[1] *Department of Dynamic Tectonic & Applied Geology, Faculty of Geology, University of Athens, mfoum@geol.uoa.gr, elekkas@geol.uoa.gr*

[2] *Space Application Research Unit, Department of Geophysics-Geothermics, Faculty of Geology, University of Athens, parchar@geol.uoa.gr*

ABSTRACT

Landslide susceptibility mapping refers to a division of the land into zones of varying degree of stability based on an estimated significance of causative factors in inducing the instability. Maps of landslide susceptibility (relative hazard) are usually prepared on regional scales from 1:25.000 – 1:50.000. An advantage of regional studies is that they allow rapid assessment and hence larger areas can be covered in short durations.

Factors (data layers) used for the preparation of the landslide susceptibility map were obtained from different sources such as topographic maps, geological maps and satellite images. All the above data layers were converted to raster format in the GIS, each representing an independent variable of a constructed spatial database. Computerization of the database would be necessary to make such analysis possible within an acceptable time frame.

According to their relative importance to slope instability in the study area, the various classes of different data layers were assigned weights between 0,0 and 1,0 (collectively adding to 1,0). The overall susceptibility was calculated as an index named SPI (Susceptibility Potential Index), expressing the combination of the different weighted layers into a single map using a certain combination rule. Reclassification of susceptibility scores, based on natural breaks in the cumulative frequency histogram of SPI values, were used to delineate various susceptibility zones namely, very high, high, moderate, low and very low.

Verification of results by overlaying susceptibility map and landslide inventory data and adjustment of zone's boundaries was the last stage of the study, allowing the reconsideration in some cases of the weights given.

1 INTRODUCTION

The present study is aimed to examine further the integration of terrain data in landslide analyses and to contribute to the recognition of areas of possible environmental degradation. The location chosen for the study was Corinth, which repeatedly suffered by landslides following heavy rainfalls (Fig. 1). Our main focus was on Xerias River basin, the largest drainage catchment in the NE of Peloponnese. The entire area is characterized by complex geology, active tectonics – seismicity and occasional heavy rainfalls of high intensity. Their influence on natural hazards, including landslides (ground mass movements) is significant.

Small-scale regional surveys are used by planning agencies for preliminary planning – feasibility studies – of infrastructural works (e.g. the definition of road corridors), when an economical and rapid hazard assessment technique is required. In such techniques a direct relationship is made between the occurrence of slope failure and the causative terrain parameter.

While the process and the exact mechanism of landslide initiation are difficult to be well understood due to mutual interaction of various factors, previous studies combining field observations, statistical analysis and GIS techniques have shown that several factors were found to have significant influence on slope stability (Gokceoglu & Aksoy 1996, Lee & Min 2001, Saha et al. 2002).

With the advent of remote sensing and geographic information systems (GIS) technology, it has become possible to efficiently collect, manipulate and integrate a variety of spatial data. GIS has proved to be an excellent tool in the spatial analysis of terrain parameters for landslide susceptibility zonation.

2 BACKGROUND

Slope instability hazard zonation is defined as the mapping of areas with an equal probability of occurrence of landslides within a specific period of time (Varnes 1984), while susceptibility mapping depicts division of land surface into zones of varying degree of stability based on the estimated significance of the causative factors in including the instability (Anabalagan 1992). Thus susceptibility should be examined as the likelihood that such phenomena occurs under the given terrain conditions regardless of the time scale (time-recurrence) within which a particular landslide is likely to take place (van Westen et al. 1997, Atkinson & Massari 1998). The susceptibility term also does not depend on impact factors such as rainfall, earthquake and human activity (Lee & Min 2001). In this case study the probability of occurrence of slope movement is not considered, nor the triggering mechanisms.

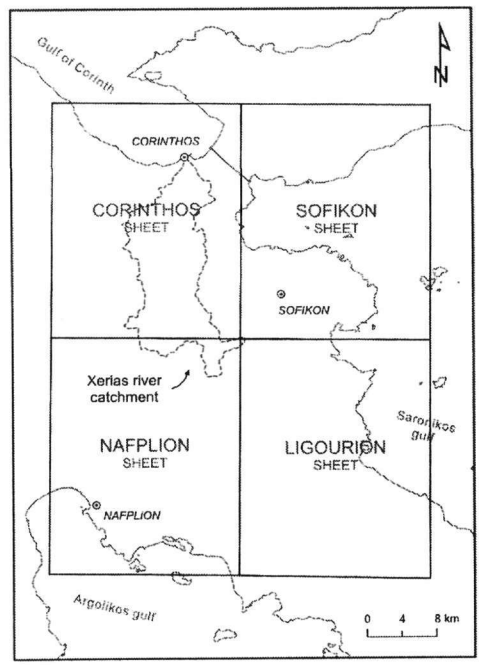


Figure 1. Location of the study area.

Although knowledge on the causes of landslides is essential in decision making, the occurrence of slope instability is highly correlated with intrinsic variables that contribute to the occurrence of landslides, such as geology, land cover, slope gradient etc. The spatial distribution of intrinsic variables within the study area determines the spatial distribution of relative landslide susceptibility in that region (Carrara et al. 1995). The idea is to identify the critical combination of site conditions that are capable to induce mass movements and to map areas in which such combinations are present.

When making use of GIS techniques, different methodological approaches can be followed. Many techniques have been proposed relating geological and geomorphological factors in an effort for the recognition of areas of probable landsliding (Carrara et al. 1991, van Westen 1993, Gokceoglu & Aksoy 1996, Pachauri et al. 1998, Donati & Turrini 2002). Qualitative approaches are particularly suited for small-scale regional surveys. An a priori knowledge on the causes of landslides is essential as a direct relationship is made between the occurrence of slope failure and the causative terrain parameters.

Systematically collected data are analyzed in a GIS context that offers an easy way to establish weight factors for the variables. In practice the methodology is essentially the same as the conventional techniques in the assessment of slope stability at regional scale, with the advantage that GIS offers the possibility for weighting of factors together with easy display of slight modifications in the decision rules and the comparison of the results with the conception of the expert. The relationship between landslides and their geomorphic and geologic setting – eventually the degree of susceptibility – is determined by the geologist based on his/her experience and knowledge of the terrain conditions (van Westen 1999). In an iterative process the optimization of the susceptibility map is positive as long as the quality of the input data is good and sufficient knowledge exits on the combination of various factors in relation to the occurrence of landslides. Thus site visits were undertaken to confirm and complete information.

3 CONSTRUCTION OF SPATIAL GEODATABASE

The importance of defining independent variables that reflect conditions prior to slope movements should be addressed (Atkinson & Massari 1998). Factors were selected according to the scale upon which the study is applied (Fig. 2).

The factors used for the preparation of landslide susceptibility map were obtained from topographic sheets of the Hellenic Military Geographical Service – HMGS, geological maps of the Institute of Geological & Mineral Exploration – IGME (Tataris et al. 1970, Bornavas et al., 1971, Bannert, 1981, Gaitanakis et al. 1985) and soil maps of the Ministry of Agriculture – MoA (Vardakis et al. 1985, 1988, Lakaphossi et al. 1987, Schinas et al. 1987). The collected maps (Fig. 1) were at the same scale (1:50.000). Also satellite imagery (a Landsat 7 ETM+ scene) was used to delineate lineaments – possible faults and to extract terrain properties related to land cover. A grid-based Digital Elevation Model (DEM) representing the earth's surface was prepared by interpolating the already digitized contour lines and hypsometric points of the topographic sheets of HMGS. The rubber sheet technique was used for interpolation of heights. To test the accuracy of the DEM a contouring procedure was followed and a comparison is been made between the primary contour lines and the modeled ones. The comparison shows satisfactory results, ensuring the quality of the subsequent analysis as many of the factors affecting landslide susceptibility were to be generated from the DEM. Factors chosen for the estimation of landslide susceptibility in the study area are briefly described below. All the mentioned thematic layers were georeferenced to the Greek Geodetic Reference System (GGRS'87).

Geology [GEO]

Geology is one of the most important factor controlling landslides. Several researchers (Koukis & Ziourkas 1991, Nikolaou 1997) emphasized the role of geology on the stability of slopes. These statistical analyses together with field observations were used to assess the weightings of different formations towards landslide susceptibility. The geological maps was transformed into a digital form by simple digitization. The majority of the study area is covered by limestones (37,8%), Neogene sediments (39,6% - mainly marls) and Quaternary loose deposits (21,3%).

Land cover [LC]

The presence or absence of vegetation may affect landslide susceptibility. Dense vegetation cover reduces the availability of water by intercepting the rainfall and as a consequence of absorption and evapotranspiration. Land may be more or less subject to erosion in relation to vegetation type. Root systems (especially those of woody areas) increase the shear strength of soil through mechanical action and suction within the soil and help to improve the stability of slopes.

Known training sets representing recognized in the field land cover types were evaluated for seperability using transformed divergence. ETM bands 2, 4 and 7 (RGB – 472) were found to provide the greatest overall seperability between various land cover classes.

In order to improve the spatial resolution of Landsat 7 ETM+ multispectral data a fusion technique was applied using as high resolution image the corresponding panchromatic scene (15m/pixel). For the transformation the IHS – RGB – IHS method was selected (Carper et al. 1990).

For the production of land cover map a Landsat 7 ETM+ scene was classified using the supervised Maximum Likelihood Classifier (MLC). Post-classification filtering was carried-out to remove high frequency variations (ERDAS, 2002).

Slope gradient [SL]

Slope has multiple influence on the landslide susceptibility. It directly effects on shear stress in soils – unconsolidated materials – and indirectly controls surface water velocity (degree of saturation). Gentle slope – low gradients are expected to have lower susceptibility to landsliding than steep ones. Slope gradient was modeled by Horn's method (Horn, 1981) using a grid-based DEM. As the first derivative of elevation slope gradient was derived by calculating the maximum rate of change in elevation from a center cell to its eight neighbors. The method takes into considerationthe local variability of terrain and applies weights to each of the neighboring cells according to the distance from the center cell (transverse cells are given higher weights than the diagonal ones).

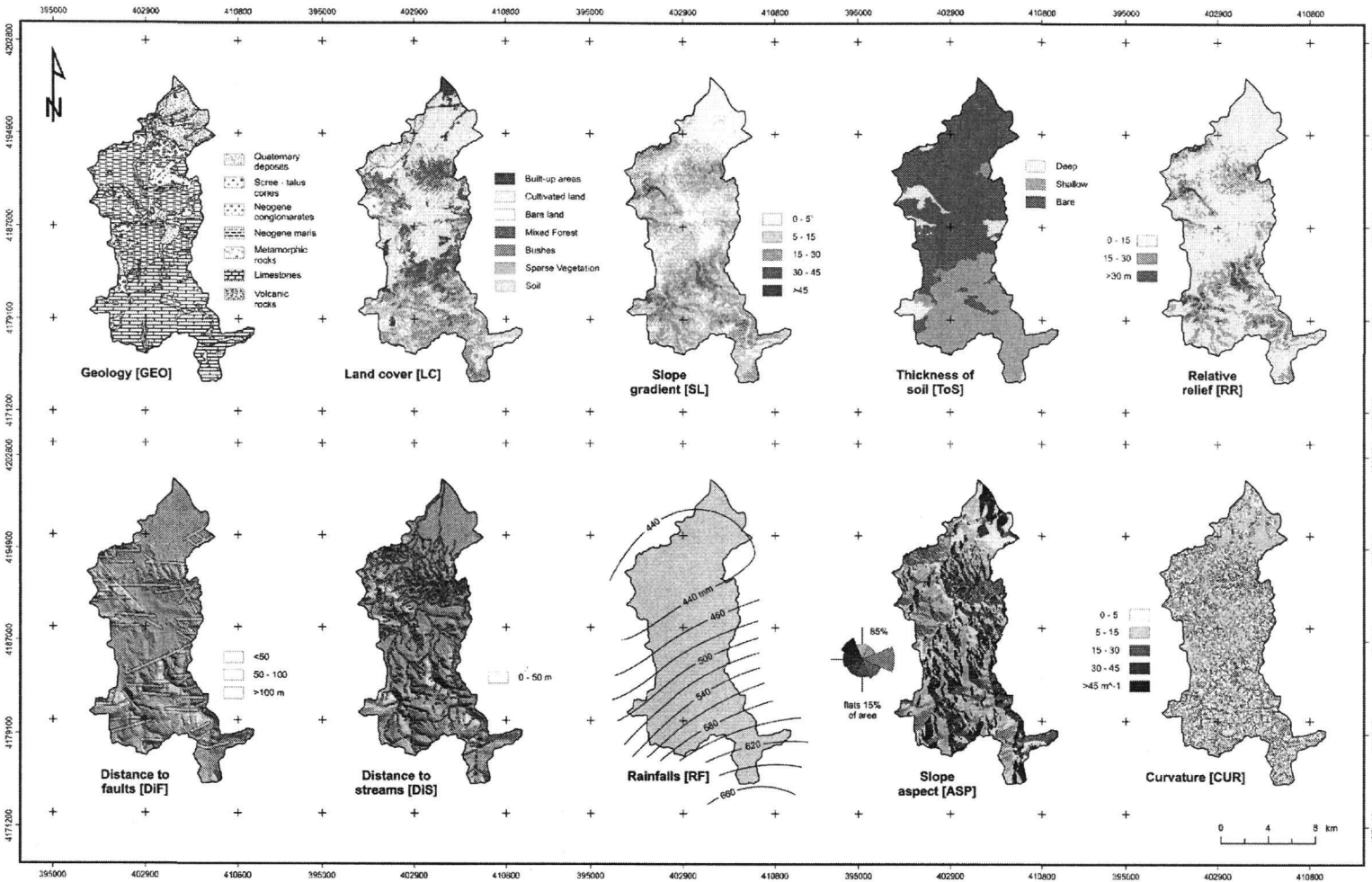


Figure 2. Thematic maps of the factors used for the estimation of susceptibility to landslides in the study area.

Thickness of soil [ToS]
Thickness of soil affects the rate of infiltration and the nature of slope movement. Soil maps of MoA was acquired and digitized. The information regarding soil thickness was already classified into three categories namely deep, shallow and bare. These classes were used to reflect the importance of soil thickness towards landslide susceptibility .

Relative relief [RR]
Relative relief portrays the absolute maximum difference in elevation at a specific point, calculated in a 5x5 matrix of cells. For slopes with identical geomechanical and geometrical parameters except for height, the higher elevation difference will be more susceptible to landslide. In such topography higher runoff and lower infiltration is expected (Singh, 1989).

Distance to faults [DiF]
Faults form a line or zone of weakness characterized by heavily fractured rocks. Distance (buffers) from tectonic structures features as likelihood of occurrence of landslides. Selective erosion and movement of water along fault planes promote such phenomena. Besides the major thrusts and faults in the geological maps complementary information regarding possible faults and structural dislocations were recognized as lineaments by means of image enhancement (filtering) of satellite imagery. From the implemented edge enhancement and detection filters the most promising was the non-directional 3x3 Prewitt filter and the high pass 5x5 filter. The recognition of lineaments – possible faults was made step-by-step form large to smaller scales allowing the generalization of many neighboring small order lineaments taking into account the spatial scale of the study.

Distance to streams [DiS]
Some studies showed that proximity to drainage lines of intensive gully erosion is an important factor controlling the occurrence of landslides (Gokceoglu & Aksoy 1996, Pachauri et al. 1998). This can be attributed to the fact that terrain modification caused by gully erosion (undercutting action of streams) by may influence the initiation of landslide. Also maximum infiltration is observed on slopes adjacent to streams where the materials have maximum permeability, i.e. fragmented rock/colluvial deposits. Drainage lines were derived directly from the topographic sheets and distances (in meters) from them were calculated in the form of buffers around the vector datasets.

Rainfalls [RF]
The consideration of this factor was based on the assumption that wet conditions are more likely to occur at areas of higher mean areal rainfall. Monthly rainfall data was collected from the Hellenic National Meteorological Service – HNMS, the Ministry of Agriculture – MoA and the Ministry of Public Works – MPW. Before any interpretation rainfall data were adjusted and breaks were completed by linear regression techniques (Singh, 1989). Spatial variability of rainfalls over the study area was explored by interpolating data from seven meteorological stations using Splines technique. The above technique was found to be the most suitable as rainfall data representing variability of rainfalls over a period of 30 years was expected to be somehow smooth at the specified spatial scale.

Slope aspect [ASP]
The degree of saturation of slope forming material has significant control over the occurrence of landslides. Previous studies have shown that landslides are usually abundant on N, NNE and SSW orientations a fact that was attributed mainly to climatic factors (Koukis et al. 1994).

Curvature [CUR]
Curvature represents practically the morphology of the topography (Zevenbergen & Thorne, 1987). Positive values indicate upwardly convex surface at that cell and negative values surface that is upwardly concave. A value of zero represents flat areas. For negative values the lower the value the higher the landslide susceptibility. Following heavy rainfall upwardly concave slopes have more water and retains it longer. Upwardly convex areas show no correlation with landslide occurrence.

4 WEIGHTING OF FACTORS

All the mentioned above data layers were converted to raster format in the GIS, each representing an independent variable of a constructed spatial database. Computerization of the database would be necessary to make such analysis possible within an acceptable time frame.

Table 1. Established weight system and relative significance of various factors to landslide susceptibility.

Data Layer (Factor)	Class	Class value (Rating)	Weighting	Significance
Geology [GEO]	Volcanic rocks	1	0,10	0,10
	Limestones	2		0,20
	Metamorphic rocks	3		0,30
	Quaternary deposits	4		0,30
	Neogene sediments	5		0,40
	Scree – Talus cones	6		0,60
Land Cover [LC]	Mixed forest (MF)	1	0,10	0,10
	Bushes (B)	2		0,20
	Sparse vegetation (SV)	2		0,20
	Grassland (G)	3		0,30
	Cultivated land (CL)	4		0,40
	Soils (S)	5		0,50
	Build-up areas (BA)	5		0,50
	Bare land (BL)	6		0,60
Slope Gradient [SL]	< 5	1	0,11	0,11
(degrees)	5 – 15	2		0,22
	15 – 30	3		0,33
	30 – 45	4		0,44
	> 45	5		0,55
Thickness of Soils [ToS]	Deep	1	0,12	0,12
	Shallow	2		0,24
	Bare	3		0,36
Relative Relief [RR]	< 15	1	0,11	0,11
(m)	15 – 30	2		0,22
	> 30	3		0,33
Distance to Faults [DiF]	> 200	1	0,14	0,14
(m)	≤ 200	2		0,28
Distance to Streams [DiS]	> 50	1	0,14	0,14
(m)	≤ 50	2		0,28
Rainfalls [RF]	0 – 600	1	0,08	0,08
(mm)	600 – 800	2		0,16
	> 800	3		0,24
Slope Aspect [ASP]	flats	1	0,07	0,07
	N (facing slopes)	3		0,21
	NE	3		0,21
	E	1		0,07
	SE	1		0,07
	S	1		0,07
	SW	2		0,14
	W	1		0,07
	NW	2		0,14
Curvature [CUR]	> 0	1	0,03	0,03
(m^{-1})	= 0	2		0,06
	-0,5 – 0	3		0,09
	-1,6 – -0,5	4		0,12
	< -1,6	5		0,15

Each of the data layers was grouped into various classes and each class was assigned a rate. Rating of individual classes denotes the degree of susceptibility they represent. The distribution of values within each data layers was taken into consideration for the differentiation of the classes. Classification values from studies at different areas of the world were found not to be applicable in this specific case. Previous statistical studies though offer complementary information regarding the actual behaviors of various factors (Koukis et al. 1994, Nikolaou et al. 1997).

According to their relative importance to slope instability in the study area, the various classes of different data layers were assigned weights between 0,0 and 1,0 (collectively adding to 1,0). The significance of each class towards the occurrence of landsliding is obtained by multiplying its weights and its class rate.

Whilst literature was consulted (Koukis & Ziourkas 1991, Koukis et al. 1994, Nikolaou 1997), it was ultimately through field observation and experience that the weighting system was decided upon. Establishment of weights for variables was somewhat arbitrary, as long as relative rather than absolute landslide susceptibility estimation is attempted. The final weights adopted after the optimizations of the susceptibility map by repeated examination of the combination of various factors are tabulated in (Tab. 1).

5 SUSCEPTIBILITY POTENTIAL INDEX – SPI

The overall susceptibility was calculated as an index named SPI (Susceptibility Potential Index), expressing the combination of the different weighted layers into a single map using a certain combination rule,

$$SPI = \Sigma \text{ (weights x layer attribute) / number of data layers}$$

Note that 'layer attribute' refers to the rate assigned to the various classes and the 'number of data layers' to the total number of factors (constant =10) selected for landslide susceptibility zonation. Reclassification of susceptibility scores based on natural breaks in the cumulative frequency histogram of SPI values (Fig. 3) was used to delineate various susceptibility zones namely, very high, high, moderate, low and very low (Fig. 4).

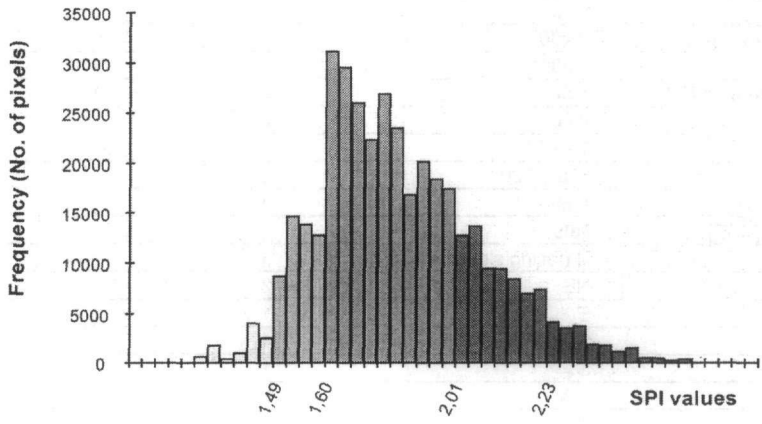


Figure 3. Frequency histogram of SPI values in the study area. The classes were separated by Jerk's method.

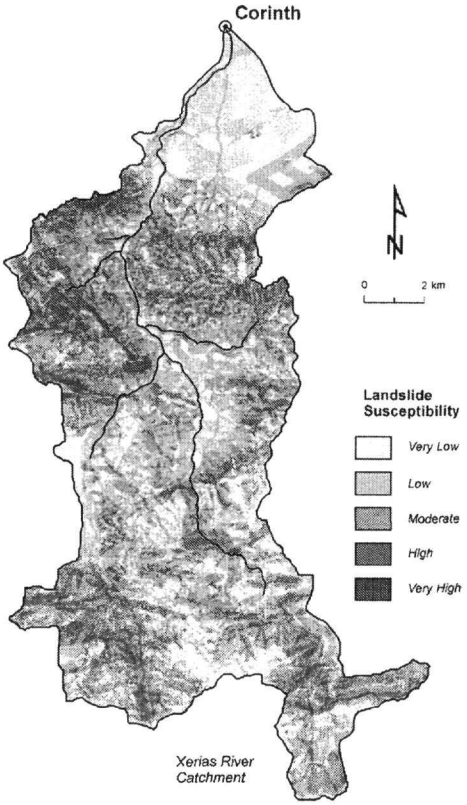


Figure 4. Landslide susceptibility map by reclassification of the estimated values of SPI into five categories of potential susceptibility.

6 DISCUSSION

The preparation of landslide susceptibility maps are of great interest to planning agencies for preliminary hazard studies, especially when a regulatory planning policy is to be implemented. Small-scale regional surveys are low cost techniques by which large areas can be covered in a relatively short time permitting an economical and rapid hazard assessment. For the design of prevention and mitigation measures the role of deterministic techniques should be addressed provided that more detailed analysis on the mechanism of landslides is needed. However the investigation of geotechnical properties of the various geological formations and their spatial variability in the study area is difficult as these properties have high heterogeneity at regional scale and much generalization should be made in order to achieve readable results.

The improvement of such susceptibility maps is possible with the definition of more objective weighting system. Examination of individual processes and factors controlling the occurrence of landslides by means statistical analysis (e.g. multivariate, bivariate, factor scoring) provides as it is considered to be more realistic results. These approaches however are time consuming and represent essentially the present or absence of landslides in each terrain type – simply a more complicated landslide map – rather than a susceptibility map. This is done because when attempting to map susceptibility no information on future landslides is present. So the importance of defining independent variables that reflect conditions prior to slope movements should be addressed, condition which is not always ensured in statistical techniques.

The criticism relating the subjectivity of qualitative methodologies is not necessarily bad, considering that it is based on the opinion of the expert. Establishment of weights for variables was somewhat arbitrary, as long as relative rather than absolute landslide susceptibility estimation is attempted. Taking into account previous statistical techniques as complementary information to rank factors and not as a basis to establish the weighting system, allowed the reconsideration in some cases of the weights given. The quality of the final product – landslide susceptibility map – at this specific scale was examined by overlaying susceptibility map and landslide inventory data for field observation. As far as the verification of the method used showed satisfactory results, this type of studies will provide a numerical basis for exploring landslide susceptibility in the future. The scale of the final map (1:50.000) is strictly depended on the scale of the data used for its generation.

REFERENCES

Abalagan, R., 1992. Landslide hazard evaluation and zonation mapping in mountainous terrain. Engineering Geology, 32, 269-277.

Atkinson, P.M., Massari, R., 1998. Generalized linear modeling of susceptibility to landsliding in the Central Apennies Italy. Computers and Geosciences, 24(4), 373-385.

Bannert, D., 1981. Geological map of Greece, Ligourion sheet, scale 1:50000, IGME publications.
Bornavas, J., Lalechos, N., Fillipakis, N., 1971. Geological map of Greece, Korinthos sheet, scale 1:50000, IGME publications.
Carper, W.J., Lillesand, T.M., Kiefer, R.W., 1990. The use of intensity-hue-saturation transformation for merging SPOT panchromatic and multispectral image data. Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, **56**(4), 459-467.
Carrara, A., Cardinali, M., Detti, R., Guzzetti, F., Pasqui, V., Reichenbach, P., 1991. GIS techniques and statistical models in evaluating landslide hazard. Earth Surface Processes and Landforms, **16**(5), 427–445.
Carrara, A., Cardinali, Guzzetti, F., Reichenbach, P. 1995. GIS-based techniques for mapping landslide hazard. In: Carrara, A., Guzzetti, F., (eds) Geographical information systems in assessing natural hazards. Kluwer, Dordrecht, 135-176.
Donati, L., Turrini, M.C., 2002. An objective method to rank the importance of factors predisposing to landslides with the GIS mothodology: application to an area of the Apennines (Valnerina; Perugia, Italy). Engineering Geology, 63, 277-289.
ERDAS Inc, 2002. ERDAS IMAGINE Field Guide. Leica Geosystems, GIS & Mapping division, Atlanda, USA, 659p.
Gaitanakis, P. Mettos, A., Fytikas, M., 1985. Geological map of Greece, Sofikon sheet, scale 1:50000, IGME publications.
Gokceoglu, C., Aksoy, H., 1996. Landslide susceptibility mapping of the slopes in the residual soils of the Mengen region (Turkey) by deterministic stability analyses and image processing techniques. Engineering Geology, 44, 147-161.
Guzzetti, F , Carrara, A., Cardinali, M., Reichenbach, P., 1999. Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in multi-scale study, central Italy. Geomorphology, 31, 181-216
Horn, B.K.P., 1981. Hill shading and reflectance map. IEEE, **69**(1), 14-47.
Koukis, G., Ziourkas, C., 1991. Slope instability phenomena in Greece: A statistical analysis, Bulletin of Intnational Association of Engineering Geologists, **43**, 47–60.
Koukis, G., Tsiambaos, G., Sabatakakis, N., 1994. Slope movements in the Greek territory: A statistical approach. 7th Int. IAEG Congress, Lisbon, vol. VI, 4621-4628.
Lakaphossi, A., Ziangas, E., Nakos, G., 1987. Soil map of Greece, Korinthos sheet, scale 1:50000, Ministry of Agriculture, Forest Service publications.
Lee, S, Min, K., 2001. Statistical analysis of landslide susceptibility at Yongin, Korea. Environmental Geology, 40, 1095-1113.
Nikolaou, N., 1997. Rain and landslide manifestation correlation in Korinthos country, Greece. Inter. Symposioum on Engineering Geology and the Environment, Athens, 1, 919-924.
Pachauri, A. K., Gupta, P. V., Chander, R, 1998. Landslide zoning in a part of the Garhwal Himalayas. Environmental Geology, **36**(3–4), 325–334.
Saha, A.K., Gupta, R.P., Arora, M.K., 2002. GIS-based landslide hazard zonation in the Bhagirathi (Ganga) Valley, Himalayas. International Journal of Remote Sensing, 23(2), 357-369.
Schinas, K., Ziangas, E, Nakos, G., 1987. Soil map of Greece, Ligourion sheet, scale 1:50000, Ministry of Agriculture, Forest Service publications.
Singh, V.P., 1989. Hydrologic Systems, Watershed Modeling. vol. II, Prentice-Hall, New Jersey, 320p.
Tataris, A., Kallergis, G., Kounis, G., 1970. Geological map of Greece, Nafplion sheet, scale 1:50000, IGME publications.
van Westen, C.J., Seijmonsbergen, A.C. & Mantovani, F., 1999. Comparing landslides hazard maps. Natural Hazards, 20 (2/3), 137-158.
Vardakis, G., Ziangas, E., Nakos, G., 1985. Soil map of Greece, Sofikon sheet, scale 1:50000, Ministry of Agriculture, Forest Service publications.
Vardakis, G., Ziangas, E., Nakos, G., 1988. Soil map of Greece, Nafplion sheet, scale 1:50000, Ministry of Agriculture, Forest Service publications.
Varnes, D.J., 1984. Landslide hazard zonation: a review of principles and practice. Commission on landslides on the IAEG, UNESCO, Natural Hazards no.3, 61pp.
Zevenbergen, L.W., Thorne, C., 1987. Quantitative analysis of land surface topography. Earth Surface Processes and Landforms, 12, 47-56.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

DIFFERENTIAL INTERFEROMETRY AS A TOOL OF AN EARLY WARNING SYSTEM IN REDUCING THE VOLCANO RISK: THE CASE OF NISYROS VOLCANO

Is. Parcharidis, E. Lagios and V. Sakkas

National Kapodistrian University of Athens, Laboratory of Geophysics, Department of Geophysics & Geothermics, Panepistimiopolis - Ilissia, 157 84 Athens, Greece, parchar@geol.uoa.gr, lagios@geol.uoa.gr, sakkas@geol.uoa.gr.

ABSTRACT

In this study an attempt to evaluate the possibility to use the interferometric (InSAR) technique as an operational tool in an early warning system concerning the volcanic hazard, is presented. The InSAR techniques was appied in Nisyros volcanic island which during 1996-1998 show an intensive seismic unrest. Two interferometric images were created covering the period before the seismic activity (1995-1996). In the two interferometric images fringe patterns of deformation were recognised related to the ground deformation occured before the seismic unrest period.

The operational capabilities of the technique is mainly restricted by the low repetitevily of the image aquisitions and the parameters to take in consideration like perpendicular baseline, atmospheric conditions etc..

1 INTRODUCTION

It is known that certain natural hazards, among them volcanic activities, produce deformation before the activity, during, after and between the events.

In this study, in the frame of Geowarn E.U project (IST 12310), an attempt was carry out in order to demonstrate the feasibility of using space techniques like differential interferometry (DInSAR) as an operational tool integrated in a early warning system (EWS).

Satellite remote sensing is providing to be an effective tool for hazard and risk assessment, damage mitigation etc. There are two distinct circumstances in which volcanologists monitor activity at volcanoes: (1) unrest at a volcano that has been dormant, but which may be preparing to erupt and (2) activity at a volcano during an eruption, particularly a long-term eruption with spurts of accelerated activity or pauses (as at Kilauea, or Etna, or the slow dome-building eruptions of Montserrat or Unzen). In the first instance, the volcano will erupt only if there is renewed influx of magma from deep within the earth. Magma movement triggers earthquakes and tremor, hence the widespread use of seismic networks as the monitoring method of first resort. Satellite monitoring can come into play only when the magma is near enough to the surface to produce surface deformation, or enhanced heat flow or gas emissions (Francis et al. 1996).

DInSAR is the technique that allow to monitoring surface deformation produced i.e. by volume changes in the crustal magma chamber or by a seismic event (Coulson 1993, Massonnet and Rabaute 1993, Lu et al 1997, Kobayasshi et al, 1999, Parcharidis and Lagios 2000, Clifton et al. 2002, Sachapazi et al. 2002).

The test site for the application was Nisyros island due to its unique situation which includes complex volcanic and related hazards (Fytikas et al. 1984, Francalanci et al.1995). In 1996 (during the summer) and 1997 seismic activity started with earthquakes of magnitudes up to 5.5 and with hypocenters down to 10 km depth, damaging 30 houses in Mandraki. The detection of the potential deformation on the island before the seismic unrest is the main task.

2 NISYROS VOLCANO

The eastern sector of the Aegean volcanic arc, including the islands of Kos, Yali and Nisyros seems to be geodynamically very active, since it comprises large volumes of young volcanic products. Although the Dodekanese Islands, the Bodrum Peninsula and Kos have been affected by magmatic and volcanic activity since approximately 12 million years (Fytikas et al. 1976 & 1984, Pe-Piper & Piper 2002), high geodynamic activity in the Kos-Yali-Nisyros volcanic field started in the Pliocene (approx. 2.6-2.8 my) and ended with a large with phreato-magmatic eruption 165 thousand years before (Smith et al. 1996). Large remnants of this eruptive event are present in the Kos island, on Kalymnos and in the islets of Pergussa and Pachia.

The island of Nisyros is a Quaternary volcano located at the easternmost end of the Aegean volcanic arc, in the Dodecanese Archipelago, south of Kos. The island is almost circular, with an average diameter of 8 km, covering an area of about 42 km^2. It lies above a basement of Mesozoic limestone and a thinned crust, with the Moho located at a depth of about 27 km (Makris & Stobbe 1984). The composite volcanic edifice of Nisyros comprises a succession of calc-alkaline lavas and pyroclastic rocks, with a summit caldera of a 4 km average diameter. According to Di Paola (1974), Keller et al. (1990), Papanikolaou et al. (1991), Limburg & Varekamp (1991), Vougioukalakis (1993), Hardiman (1999), the caldera is due to two major Plinian eruptive phases followed by a collapse, approximately 30,000 to 15,000 years ago.

Four major directions of fault systems can be distinguished within the volcanic edifices of the Kos-Yali-Nisyros volcanic field. The results are in accordance with previous structural and geological investigations (Papanikolaou et al. 1991, Vougioukalakis 1993, Papanikolaou & Nomikou 2001).

F1) N30E faults with local changes to NE directions
F2) N30W faults with changes between N20° and N40°
F3) E-W faults
F4) N-S faults

High geodynamic activity is a common phenomenon on the island of Nisyros and in the entire Kos - Yali - Nisyros volcanic field. Earthquakes have been described since historical times and recorded in detail in 1830, 1871-73, 1887, 1953, 1961 and 1968-71 (Makropoulos et al. 1989). Their origin may be a result of regional tectonic processes, magma ascent, degassing phenomena of deep crustal magma and steam explosions within the hydrothermal system as "hydrothermal noise".

During the most recent seismic crisis between 1995 and 1997 (Papadopoulos et al. 1998) several shallow tectonic earthquakes down to 10km depth with magnitudes up to M=5.5 occurred along this fault system between Tilos and Kos. A reactivation of the F2 fault system (with direction from SSE to NNW and most probably extending into the sea, reaching the Yali coast to the north) passing through Mandraki was clearly noticed (Ioannides 1998). This particular fault system caused many damages in the houses of the small town, as it was actually passing through the narrow streets, cutting off house floors, walls and yards accompanied by increased tectonic and fumarolic activity along the western edge of the hydrothermal crater field. Parcharidis & Lagios (2001), Sachapazi et al. (2002) and Sykioti et al. (2003) applied differential interferometric technique to measure the ground deformation during the seismic unrest period.

3 METHODOLOGY, DATA USED & PROCESSING

The satellite imaging radar (SAR) instrument works by beaming coherent microwave radiation to the Earth's surface and recording the backscattered signal reflection from objects on the ground retaining both amplitude and phase information in the radar echo during data acquisition and subsequent processing. This radiation can be described by three properties (Fig 1):

Wavelength - the distance between peaks on the wave.

Amplitude - the displacement of the wave at the peak.

Phase - describes the shift of the wave from some other wave. Phase is usually measured in angular units, like degrees or radians.

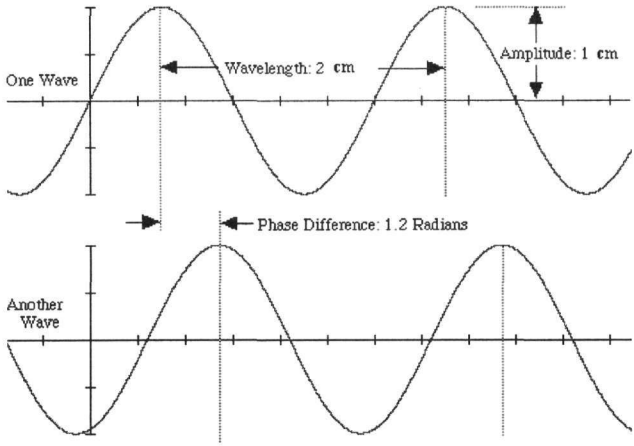


Figure 1. Radiation properties and phase shift (source:ESA, www.esrin.esa.it)

Synthetic Aperture Radar (SAR) interferometry exploits this coherence using the phase measurements to infer differential range and range change in two or more complex-valued SAR images of the same surface, thereby deriving more information about an object than is obtainable with one single image.

Using two radar scenes, forming an interferometric pair, of a common area acquired on two different passes in time an interferogram could be created. This interferogram is created, through a complex and computer-intensive process, from the phase (or wave) information of the radar data and consists of fringes, which cycle from black, through shades of grey, to white or as a sequence of colors like blue-green red. These cycles represent phase differences between the corresponding reflected signals, for each common ground point, acquired at the two different satellite passes, these fringes result from the physical separation, and hence the slightly different imaging angles of the radar instruments. Within each fringe, a given shade of grey or color represents a particular phase difference, and all points of a particular shade or color will exhibit the same phase difference. Each displacement fringe in a differential interferogram is a result of the satellite-to-ground path length difference, and is measured down to units of wavelengths of the radar sensor, which, for the ERS satellites, is 5.6 cm. Again, from the satellite orbit acquisition geometry and the physical parameters of the radar sensor, each distinct fringe cycle in the differential interferogram actually represents 2.8 cm (half a wavelength) of movement in the look-direction, or line-of-sight of the sensor on the satellite platform.

Table 1. The selected interferometric pairs

InSAR pair	Master orbit	Date	Slave Orbit	Date	Bp (m)
1	20135	May 22, 1995	23642	Jan 22, 1996	85
2	21638	Sept 4, 1995	6975	Aug. 20, 1996	58
3	641	Jun 4, 1995	25324	May 18, 1996	7

There are a number of parameters that should be take in consideration in order to obtain the best interferometric results such the quality of the data, the perpendicular baseline and the temporal separation between the two acquisitions, the coherence between the two scenes (depended on the ground characteristics) and the quality of the digital elevation model needed to subtract the topography of the area.

In order to select suitable interferometric pairs covering the period before the summer of 1996 the EOLI data base of European Space Agency was scanning. Table 1 contains the interferometric pairs selected for this study as well as their characteristics.

SAR processing, production of Single Look Complex Image (SLCI) from raw data and differential interferometric analysis was based on Atlantis s/w using the "two passes plus DEM" method. The main steps of the processing were:

Coregistration between the two SLCI images, the main purpose of the coregister processing step is to resample the slave SAR image to be coregistered with the master SAR image.

Coregistration analysis, the main purpose is to validate the input master/slave interferometric pair for spatial and spectral overlap.

Coregister external DEM to master SAR image, pixel-by-pixel coregistration of the external DEM (pixel=2m) with the master image. The external DEM was converted to a true (distorted) slant range/azimuth projected DEM and then to asimulated SAR image.

Generate the interferogram and filtering for baseline deccoralation in range and for azimuth spectral overlap in azimuth along the way.

Flat earth phase and the the topographic phase was also subtracted using the baseline correction.

Calculation of the phase coherence map and evaluation, phase unwrapping throught the generation of an unwrapping control mask. According to the method circular disks centered on phase residues and pixels of low coherence were applied.

From the above three interferometric pairs (table 1) only for the first two were obtained results, the processing of the third pair was unsuccessful due to the low quality of the data (poor spectral azimuth overlapping between the two scenes)



Fig.2 Differential interferometri image of period 22-5-95/22-1-96

4 RESULTS-CONCLUSIONS

In both cases the obtained coherence was good to fairly good for most of the island except for the northwestern part of the island.The produced interferogram from the first pair covers the period 22-5-95 to 22-1-96 clearly before the seismic unrest period. In the image one interferometric fringe , covering most of the island, equivalent to 28 mm of ground deformation along the line of sight of the sensor was recognized and evaluated. A second fringe located on the SW extremity of the island was also recognized. The produced interferogram from the second pair covers the period 4-9-95 to 20-8-96 coinciding with the beginning of the seismic unrest period. In the image two inerferometric fringes were recognized. One fringe is spatially distributed over the whole island showing almost horseshoe shape opened in the NW part of the island, the second fringe is fully displayed only in

the SW part of the island and partially along the sothern coast zone. Where the second fringe is located the corresponding deformation is 5.6 cm (2x28mm) along the line of sight of the sensor.

Limited spatial and temporal resolution of available satellite data means that, for most proximal hazards, it is used mainly as supplemental information for current eruptions, and post-disaster assessment in mitigation and prevention of future disasters.

The implemantation of operational disaster management solutions that use the capabilities of space systems can be achieved through the development of solutions that integrate the use of space-based technologies, including services and other products of space systems, with other non-space sources such as ground information.

The results clearly show the necessity for DiNSAR technique to be included systematically as an important component in a EWS although actually it is not possible to apply the technique in "real time".

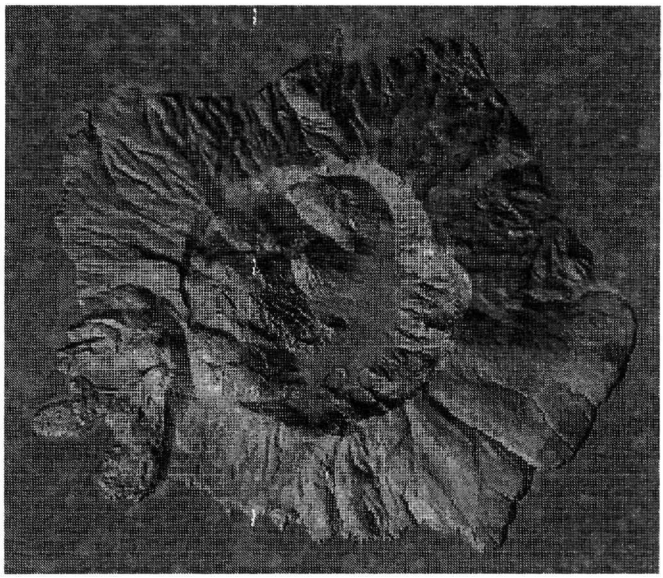


Fig. 3 Differential Interferometric image for the period 4-9-95/20-8-96

ACKNOWLEDGEMENTS

The investigation was supported by the GEOWARN E.U Project (IST 12310) and the authors would like to thanks Dr. G. Stavrakakis and Dr V. Dietrich.

REFERENCES

Clifton, A.E., Sigmundsson, F., Feigl, K.L., Guomundsson, G., Arnadottir, T., 2002. Surface effects of faulting and deformation resulting from magma accumulation at the Hengill triple junction, SW Iceland, 1994-1998. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 115(1-2), 233-255.

Coulson, S.R.,1993. SAR interferometry with ERS-1. *Earth Observation Quarterly*, 40: 20-23.

Di Paola, G.M., 1974. Volcanology and petrology of Nisyros Island (Dodecanese, Greece). Bull. Volcanol., 38, 944-987.

Francalanci, L., Varekamp, J.C., Vougliokalakis, G., Defant, M. L, Innocenti, F., Manetti, P., 1995. Crystal retention, fractionation and crustal assimilation in a convecting magma chamber, Nisyros Volcano, Greece. Bull. Volcanol,. 56 (8), 601-620.

Francis, P.W., Wadge, G., and Mouginis-Mark, P.J., 1996. Satellite monitoring of volcanoes. In Scarpa, R. and Tilling, R.I. eds., Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards: Springer-Verlag, New York, pp. 257-298.

Fytikas, M., Guiliani, O., Innocenti, F., Marinelli, G., Mazzuoli, R., 1976. Geo-chronological data on recent magmatism of the Aegean Sea. Tectonophysics, 31, 29-34.

Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazuoli, R., Peccerilo A., Villari, L., 1984. Tertiary to Quaternary evolution of the volcanism in the Aegean Region', In Dixon J.E. and Robertson, A.H.F. (eds.): The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. London, Spec. Pub. 17, 687-699.

Hardimann, J.C., 1999. Deep sea tephra from Nisyros Island, Eastern Aegean Sea, Greece. In Firth, C.R. & McGuire, W.J. (ed.) Volcanoes in the Quaternary. Geol. Soc. (London), Spec. Publ. 161, 69-88.

Ioannides, K., 1998. Nisyros Island: Observed damages to buildings in Mandraki. Newsletter, European Center on Prevention and Forecasting of Earthquakes, 2, 33-35.

Keller, L., Rehren, Th., Stædlbauer, E., 1990. Explosive volcanism in the Hellenic Arc; a summary and review. In: D. A. Hardy, J. Keller, V. P. Galanopoulos, N. C. Flemming, and T. H. Druitt (ed), Thera and the Aegean World III. Proc. 3rd International Congress. The Thera Foundation, London 2: 13-26.

Kobayashi, S., Fujii, N., Okubo, S., 1999. Detection of Volcano deformations and co-seismic movements using JERS-1 L-band SAR differential Interferometry: Combination with other geodetic measurements. Proceedings IGARSS'99, II, 800-803.

Lagios, E., 2000. Intense crustal deformation rates on Nisyros Island (Greece), deduced from GPS studies, may foreshadow a forthcoming volcanic event. Proc. 2nd Intern. Conf. On Earthquake Hazard and Seismic Risk Reduction (S. Balassanian et al, ed.), pp. 249-259, Kluwer Academic Publishers.

Limburg, E.M., Varekamp, J.C., 1991. Young pumice deposits on Nisyros, Greece. Bull. Volcanol. 54 (1): 68-77.

Lu Z., Fatland R., Wyss M., Li, S., Eichelberer, J., Dean, K., Freymueller, J., 1997. Deformation of New Trident volcano measured by ERS-1 SAR interferometry, Katmai National Park, Alaska. Geophysical Research Letters, 24(6), 695-698.

Makris, J., Stobbe, T., 1984. Physical properties and state of the crust and upper mantle of the Eastern Mediterranean Sea deduced from geophysical data. Marine Geology, 55, 347-363.

Makropoulos, K., Drakopoulos, J., Latoussakis, J., 1989. A revised earthquake catalogue for Greece since 1900. Publ. No 2, Geophys. J. Int., 98, 391-394.

Massonnet, D., Rabaute, T., 1993. Radar interferometry: limits and potential, IEEE Trans. Geosc. & Remote Sensing, 31, 455-464.

Nomikou, P., Papanikolaou, D., 2000. Active geodynamics at Nisyros, the eastern edge of the Aegean Volcanic Arc: Emphasis on the submarine survey. Proc.3rd Int. Conf. Geology East. Mediterranean, Sept.1998, pp.97-103.

Papadopoulos, G.A., Sachpazi, M., Panopoulou, G., Stavrakakis, G., 1998. The volcanoseismic crisis of 1996-97 in Nisyros, SE Aegean Sea, Greece. Terra Nova, 10, 151-154.

Papanikolaou, D.J., Lekkas, E.L., Sakelariou, D.T., 1991. Geological structure and evolution of Nisyros volcano. Bull. Geol. Soc. Greece 25/1, 405-419

Papanikolaou, D., Nomikou, P., 2001. Tectonic structure and volcanic centres at the eastern edge of the Aegean Volcanic Arc around Nisyros Island. *Bull. Geol. Soc. Greece*, vol. XXXIV/1, 289-296, Proc. 9th Intern. Congress, Athens, September 2001.

Parcharidis, Is., Lagios, E., 2001. Deformation in Nisyros Volcano (Greece) using Differential Radar Interferometry. Bull. Geol. Soc. Greece, 34/ 4, 1587-1594.

Pe-Piper, G., Piper, D.J.W., 2002. The Igneous Rocks of Greece. The anatomy of an orogen. Gebr. Borntträger, Berlin, Stuttgart, pp 1-573.

Sachapazi M. Kontoes C, Voulgaris N., Laigle M. Vougioukalakis G., Sikioti O., Stavrakis G., Baskoutas J., Kalogeras J., Lepine JC., 2002. Seismilogical and SAR signature at Nisyros caldera, Greece. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 116 (1-2), 19-33.

Smith P.E.,York D., Chen Y., Evensen N.M., 1996. Single crystal (super 40) Ar – (super 39) Ar dating of a late Quaternary paroxysm on Kos, Greece, concordance of terrestrial and marine ages. Geophysical Research Letters, vol. 23, no. 21, 3047-3050.

Sykioti, O., Kontoes, C., Eliasm, P., Briole, P., Sachpazi, M., Paradissis, D., Kotsis, I., 2003. Ground deformation at Nisyros Volcano (Greece) detected by ERS-2 SAR differential interferometry. Int. J. Remote Sensing, 24, 183-188.

Vougioukalakis, G., 1993. Volcanic Stratigraphy and Evolution of Nisyros Island. Bull. Geol. Soc. Greece, 28/2, 239-258.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

SHORT PERIOD CHANGE DETECTION OF SPERCHIOS LOWER DELTA AREA USING SPACE RADAR IMAGES

Em. Psomiadis and G. Migiros
Minerology-Geology laboratory, Agricultural University of Athens, Iera Odos 75, 118 55, Athens
mpsomiadis@aua.gr, bagm@aua.gr

Is. Parcharidis
Space Applications Research Unit in Geosciences, Laboratory of Geophysics, National and Kapodistrian University of Athens, Panepistimiopolis-Ilissia, Athens 157 8, parchar@geol.uoa.gr

S. Poulos
National and Kapodistrian University of Athens, Faculty of Geology, Department of Physical Geography & Climatology, Panepistimiopolis-Ilissia, Athens 157 84, poulos@geol.uoa.gr

ABSTRACT

Being highly dynamic by nature, due to their changing hydrological regime and to the encroachment of urbanization, industrialization and changing patterns in agriculture, reliable and timely information of coastal areas is a prerequisite for their effective management.

The aim of this paper is to assess the use of ERS-2 SAR satellite data to detect short period changes in the case of the R. Sperchios coastal area that is located at the eastern part of the Maliakos Gulf (near the middle of the east coast of the Greek mainland). A Landsat 7 (ETM+) image served as a reference for the interpretation of the ERS images.

In order to highlight and detect the changes occurred in the study area two methods were applied. The first method is based on the creation of a Temporal Differentiate Image, consisted of the three ERS-2 images (Figure 1). The second method concerns the implementation of Principal Component Transform (PCT) on the three multitemporal scenes.

The final images derived from the two different methods were compared and evaluated. Both methods didn't show any significant change along the coastline. PCT method illustrates more clearly the seasonal changes of crops in the lower delta area. Eventually, radar technology gave the opportunity to discriminate shallow areas, which does not appear in satellite optical data. Concurrently, the effect of wind direction was investigated.

I INTRODUCTION

Coastal zones are one of the most complicated earth-ecosystems with a large number of living and non-living recourses; therefore, coastal zones are areas of major socio-economical importance, worldwide (Constanza et al. 1997) Between the various morphological types of coastal zone, river deltas represent a highly dynamic land-water interface that is subjected also to a strong pressure of several natural (e.g. climatic change) and anthropogenic (e.g. urbanisation, transportation, tourism, cultivations) factors.

Remote sensing satellite data provide a unique tool for research and monitoring coastal areas and deltaic environments (Ciavola et al. 1999; Yang et al. 1999). Additionally, mapping of the coastline using multitemporal satellite data has been proved to be an important tool, as existing maps are often not accurate (in the first place) and not updated thus sometimes unable to follow rapid coastline changes (White & El Asmar 1999; Shaghude et al. 2003).

The area under investigation is the deltaic plain and the mouth area of the River Sperchios that debouches to the eastern coast of the Maliakos Gulf; the latter is a semi-enclosed embayment located on the east coast of the Greek mainland (Fig. 1).

The purpose of this study is to assess the seasonal behaviour of Sperchios R. coastal deltaic plain for the time span of June 1998 to October 1999. The recognition of those changes was accomplished through the comparative study of ERS-2 radar data assisted by a Standard

Geographical Information System (GIS) measurement tools. For this reason a multitemporal product from ERS.SAR images and a Principal Component Transform was created giving the opportunity of seasonal coastal changes (Rao et al. 1999, Kuntz & Siegert 1999).

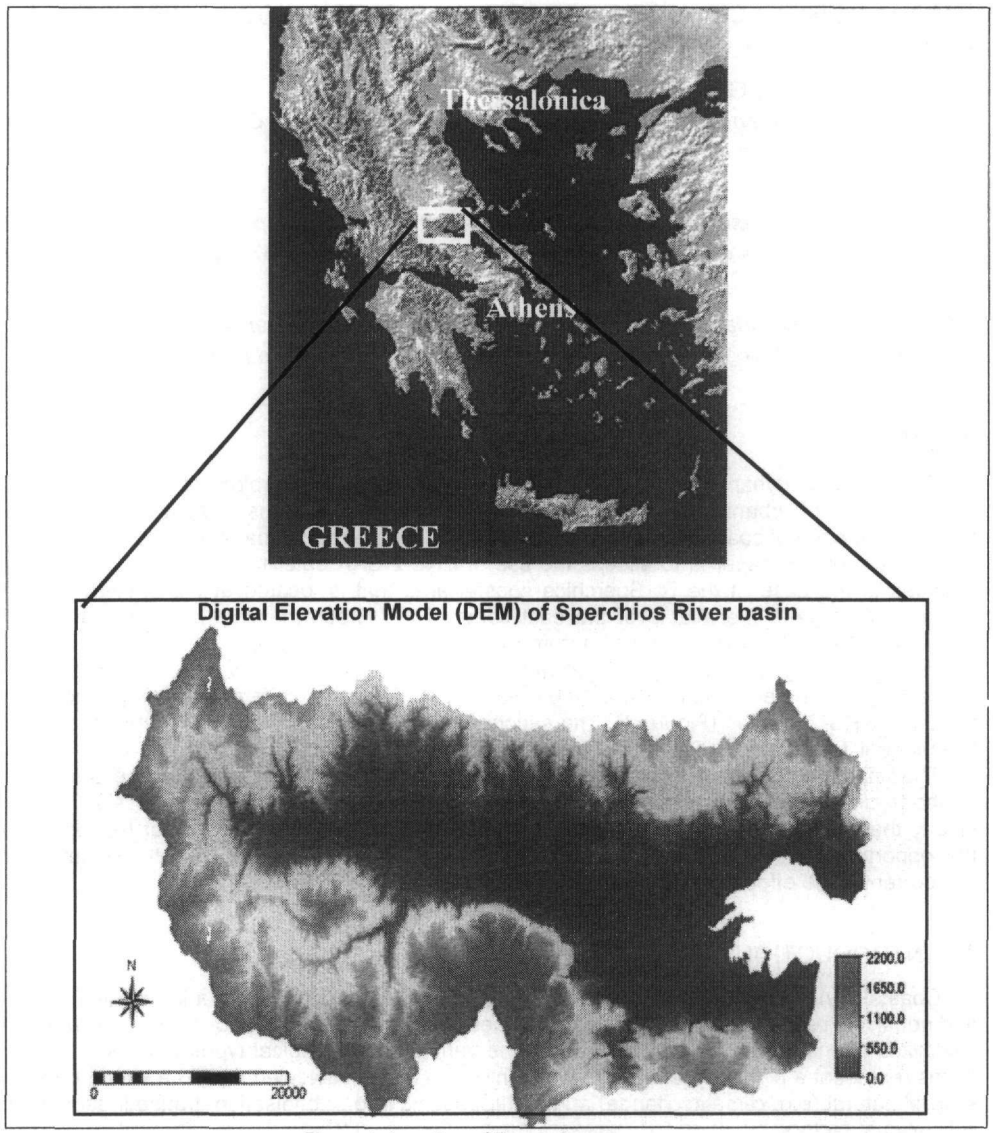


Figure 1. Location of the study area.

2 THE STUDY AREA

2.1 Physical Geographical setting

The River Sperchios runs through a valley, which is a graben-like asymmetrical depression with an E-W direction, parallel to the active fault of Atalanti. The graben that covers an area of some 1.780 km^2 is approximately 60-80 km long, 20-30 km wide and having its southern and western flanks characterized by high elevations and steep slopes (Mt. Tymphristos 2.315 m and Mt. Iti 2.152 m), whilst its northern flank presents lower elevations (Mt. Othrys 1.720m) and more gently slopes.

The main channel of Sperchios River flows from west to east receiving the fluxes from more than twenty major tributaries, with most of them, joining the R. Sperchios almost at right angles. The R. Sperchios has a mean annual water discharge of $62m^3/s$, varying between $110m^3/s$ (in January) and 22 m^3/s (in August) (Therianos, 1974). Flood events occur regularly exceeding the channel capacity. For example, on 29th June 1939 a flood discharge estimated at $800m^3/s$ occurred, in response primarily to sudden snowmelt (Zamani & Maroukian, 1979). Furthermore, the total annual sediment load of the R. Sperchios has been estimated to be in excess of $1,5x10^6$ tonnes/year (Poulos et al., 1997).

The R. Sperchios discharge at the west and southwest end of the Maliakos Gulf that is a semi-enclosed embayment with water depths less than 30 m. The average length of the Gulf, in an east–west direction, is about 11 km, whilst its north-south width is approx. 9 km. The strait that connects the Gulf with the north Euboic Gulf has a width of about 2,5 km and water depths of 25 m. The sub aerial deltaic plain of R. Sperchios that between the 480 BC and 1970 A.D. were extended by ~100 km^2; this corresponds to a mean annual growth of $0,04km^2/yr$ (Zamani & Maroukian, 1980).

2.2 Geological setting

Maliakos Gulf, together with the valley of the River Sperchios, forms part of a tectonic trough which is controlled by major NW-SE and E-W trending faults parallel to Atalanti normal fault zone. The fault tectonism took place at the end of the Pliocene and beginning of the Pleistocene periods. The Pliocene deposits, located to the south of the Maliakos Gulf, have been uplifted by more than 500m. Furthermore, the mountainous region at the southern boundary of the River Sperchios' catchment area was subjected to tectonic activity for a much longer period during the Quaternary; this has resulted in a vertical displacement of about 1.800m. The area experiences also strong earthquakes, like those which occurred in 426 B.C. and 1894 A.D. and induced big disastrous in the broader area (Pirazzoli et al. 1999).

In the drainage basin of River Sperchios, there are three distinct lithological regions (Fig.2) according to Ferrière (1977); these are:

(i) the western half is composed of Paleocene-Eocene flysch of the East Pindus and Parnassos (Iti) geotectonic zones; it is composed of alternating beds of argillite-siltstone-fine conglomerate and intercalations of shale. There is also a limited occurrence of pelagic and marly limestones of the Vardoussia zone in this area.

(ii) the south-eastern portion of the basin is composed of Middle Triassic-Jurassic massive dolomites and limestones of the Pelagonian zone; Upper Cretaceous flysch consisting of coarse sandstone alternating with shale and sandy marl belonging to the zone of Beotia; and Upper Cretaceous thickly-bedded limestones and Eocene flysch, composed of sandstone, clay and marl of the Parnassos geotectonic zone, and

(iii) in the north and north-eastern part, the lithological composition is completely different. Here, there is an ophiolithic complex in a shale-chert formation composed of shale, chert and limestone with ultra-basic and basic igneous rocks-peridotite, dunite, pyroxenite, gabbro, serpentine, diabase, dolerite and metamorphosed green phyllite and schist; these belong to Maliakos (Subpelagonian) zone.

In addition, Neogene and Quaternary unconsolidated deposits occupy the central and lower (elevations <500 m) part of the elongated drainage basin of the R. Sperchios (Maroukian & Lagios 1987; Gartzos & Stamatis 1996).

2.3 Climatic and Oceanographic Setting

The climate of Maliakos Gulf and its surrounding area is a typical Mediterranean with dry periods in summer and early autumn and precipitation in winter and spring. Average monthly air temperatures are from 8° to 28^oC (Lamia Meteorological station) and mean measured rainfall varies between 560mm/yr and 1750mm/yr depending upon the different altitudes; the later is associated with the amount of snow in higher altitudes (Stahl et al.1975). The predominant wind components are mostly from the east and west, following the localized east-west trend of the R. Sperchios valley. Average wind speeds are 1-2,5 m/s for the westerly winds and 2,5-4,5m/s for those from the east (Poulos et al., 1997a).

The Maliakos Gulf experiences low wave activity due to restricted fetches and related weak to moderate winds; this is associated with distinctly weak coastal erosional processes. The tidal range varies between 0.95 m (during spring tides) and 0.15 m (during neap tides) (Zamani & Maroukian, 1980). The same authors have mentioned also the presence of a weak coastal current flowing from east to west, along the northern part of the gulf.

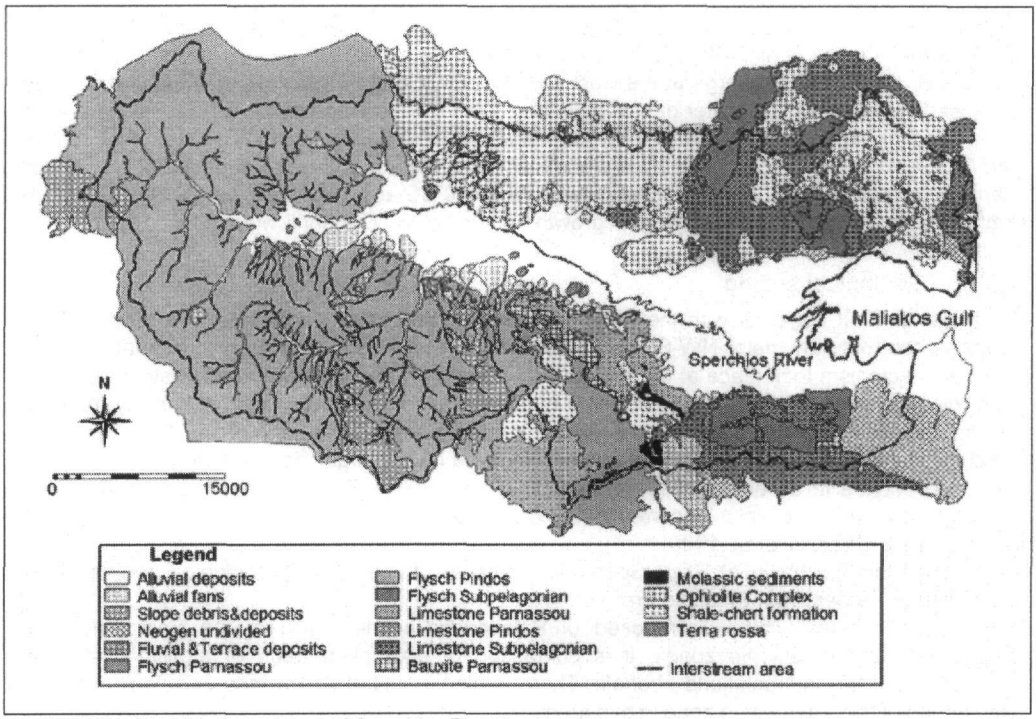


Figure 2. Simplified lithological map of Sperchios River basin.

3 DATA COLLECTION AND METHODOLOGY

3.1 Data set

i) For the needs of this study after suitable computing processing of raw ERS-2 data, three SAR PRI images (ascending orbit, C band, λ=5,6 cm and VV polarization system) were obtained:

(a) ERS-2, acquisition date 18/6/1998, orbit 16530, frame 0765, 16 bits, Lat.:N38.587, Long.:E22.896, time:22:45

(b) ERS-2, acquisition date 14/1/1999, orbit 19536, frame 0765, 16 bits, Lat.: N 38.587, Long.: E 22.896; time:22:45 and

(c) ERS-2, acquisition date 21/10/1999, orbit 23544, frame 0765, 16 bits, Lat.: N 38.587, Long.: E 22.896, time:22:45.

ii) A Landsat 7 Enhanced Thematic Mapper (ETM+) image (7 spectral bands) were obtained covering the study area (path 184, row 034), acquisition date: 28th of July 1999 (5% cloud cover).

iii) The wind conditions of the study area during the acquisition day obtained from the National Meteorological Service and are delineated at the following table 1.

iv) East coasts map of Evoikos gulf, scale 1:50.000, from Hydrographical Military Service.

Table 1. Wind conditions of the study area during the images acquisition period, obtained from Meteorological Station of Lamia.

Date	Hour	Wind direction	Wind Knots	m/sec
18-6-1998	20:00	110 (E)	7	3,4
18-6-1998	23:00	110 (E)	7	3,4
14-1-1999	20:00	320 (NW)	8	4,0
14-1-1999	23:00	290 (W)	5	2,5
21-10-1999	20:00	0 (N)	0	0
21-10-1999	23:00	0 (N)	4	1,6

3.2 Data processing techniques

The following steps describe the various image processing methods and techniques:

i) Initially, a Digital elevation Model (DEM) of the study area was extracted from the 1:50.000 scale topographic maps published by the Hellenic Army Geographical Service. The contour lines were digitized with an interval of 20 meters in the plain to 40 meters in the highland. Additionally, surface-specific point elevations, including high and low points, were digitized in order to improve the final digital product. A linear interpolation method was applied, based on the Bongefors distance method (ILWIS User's Guide, 2001) aiming to the transformation of the contour data into a DEM, with a spatial resolution of 25 meters. With the intention of verifying its fidelity, the digital elevation model was plotted against to 1:50.000 scale contour map, by interpolating the elevation values and overlapped onto the original topographic map. It showed a very good correspondence of the contour lines.

(ii) Three SAR.PRI radar images were processed, following the creation of a "window" containing the study area, for radiometric correction and enhancement. The main problem associated with SAR data is speckle noise that is caused by random effect of many small individual reflectors within a given pixel (Parcharidis et al.1999). The overall result is an image, with a "salt and pepper" texture, which is distracting to the interpreter. In order to reduce the speckle noise the enhanced Lee adaptive filter was used iteratively, using two continual passes of the filter with different parameters each time (sigma multiplier and window size); this was proved to give the best result among other techniques (Table 2).

For the implementation of the filter the specific Coefficient of Variation Value of each image was calculated and presented on table 2, whilst each image was divided into areas of three classes: The first class corresponds to homogeneous areas in which the speckle may be eliminated simply; the second class corresponds to heterogeneous areas in which the speckle is to be reduced while preserving texture; and, the third class corresponds to areas containing isolated point targets, which the filter preserve the already existing value. Following the filtering technique that applied to the images in 16-bit, data were compressed by converting them from 16-bit to 8-bit.

Table 2. The parameters used at the speckle suppression procedure

Pass	Sigma Value	Sigma Multiplier	Window size
1	Image 1: 0.269 Image 2: 0.268 Image 3: 0.261	0.5	3x3
2	Image 1: 0.246 Image 2: 0.266 Image 3: 0.255	1.0	5x5

The most important operation was the co-registration of the three images. The accurate spatial registration of the three-day imagery is an essential requirement for effective change detection. The three sub-scenes were geo-referenced to a common map projection, using Transverse Mercator coordinate system (the root mean square error-r^2-of the 2nd order polynomial transformation was less than 1 pixel). A Digital Elevation Model (DEM) has been used for orthorectification of the three images.

In several studies on various targets it has been demonstrated that multitemporal ERS data offer more information than single scenes (Kattenborn et al. 1993, Leysen et al. 1993). Thus, a

Temporal Differentiate Image (TDI) was created using image of October 1999 as Red, image of January 1999 as Green and June 1998 image as Blue. Changes in the backscattering coefficients between the three images provoke a multicolor image that here is represented in a grayscale form (Fig. 3).

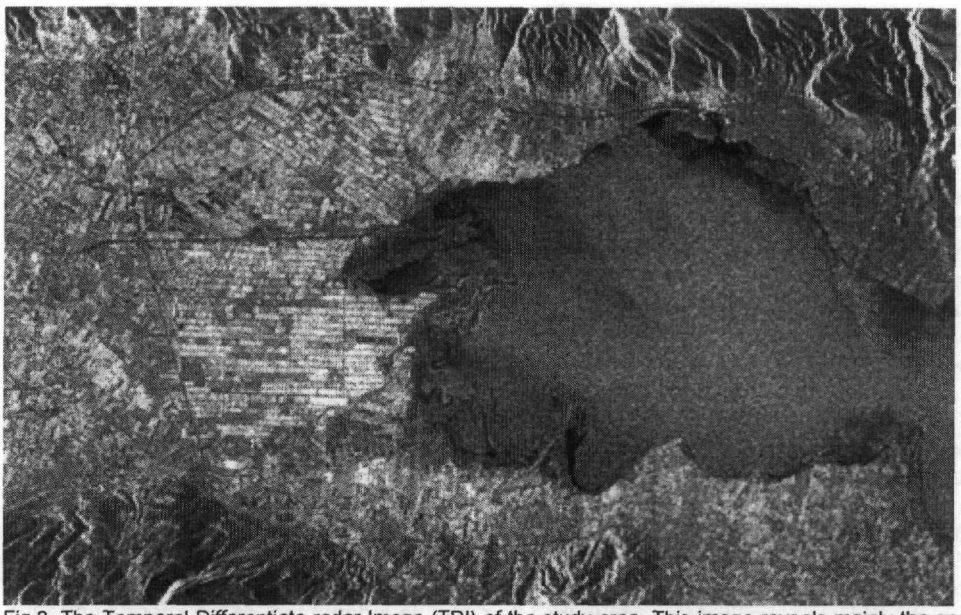


Fig.3. The Temporal Differentiate radar Image (TDI) of the study area. This image reveals mainly the seasonal crop changes appear with white and light gray shades, and coastal shallow waters bathymetry appear with black and dark gray shades at the coastline area.



Fig.4. The Principal Component Transform radar Image (TDI) of the study area.

Furthermore, it was found that various texture features and their combinations in principal component transformations increase the thematic information of SAR images significantly. Consequently, an RGB image of Principal Component Transform (PCT) was created in a grayscale (Fig. 4). The principal components transformation is a statistic technique of many variables, which chooses non-correlated linear compositions (eigenvectors) from a number of variables in such a way, that each output principal component (linear composition) shows the minimum variance. These variables in the multispectral images are related to the spectral response of various surficial characteristics.

Digital image processing of the satellite data was carried out using ERDAS IMAGINE v.8.6 software, while the manipulation of the spatial information and the digitizing of thematic maps were made using ILWIS 3.0. Selected field checks were also took place in order to estimate the accuracy of the interpretation results.

4 RESULTS AND DISCUSSION

The purpose of the interpretation of the temporal differentiated radar image was twofold. Firstly, all the changes occurred during the short time period (June 1998-October 1999) were mapped, and secondly, they compared in order to examine the possibility of distinguishing the nature of these changes.

In figure 5a dark gray areas represent areas where the backscattering coefficient is low and remained relative constant through the selected time period. These areas correspond to relatively invariant surface features that are present mainly in the north and south mountainous areas. White and light gray shades at the coastal plain area are attributed, mainly, to the seasonal changes of crops. Thus, white area correspond to crops with high backscattering in January or both in January and October such as winter crops of wheat and alfalfa or crops, which are cultivated both in winter and summer. The light gray and gray areas correspond to crops with high backscattering in June, or October. During the end of June cotton and maize crops are in the flowering period, the alfalfa is in harvest period and rice is in the initial stage of development. At the end of October, cotton, maize and rice are at the end of harvest period and the backscattering depends on the diversity of each crop.

The black and very dark gray shades on the image correspond to relatively constant very low backscattering surface features such as, the shadowed slopes, big roads and drainage channels and finally to sea water surface condition; the latter characteristic depends on the wind direction which can create a rough or calm water surface (appear white or black respectively) and to water depths differences along the coastline area.

In figure 5d appear the shallow areas at the north part of the gulf close to the small port of Stylida (point 1) which are recorded in the hydrographical map of the area. In the principal component transform image these areas are highlighted and appear more clearly (fig.5b-point 2), while in the Landsat image are indistinguishable (fig.5c). These shallow areas lie to both sides of the port and leave a small bus from which the ships reach the port.

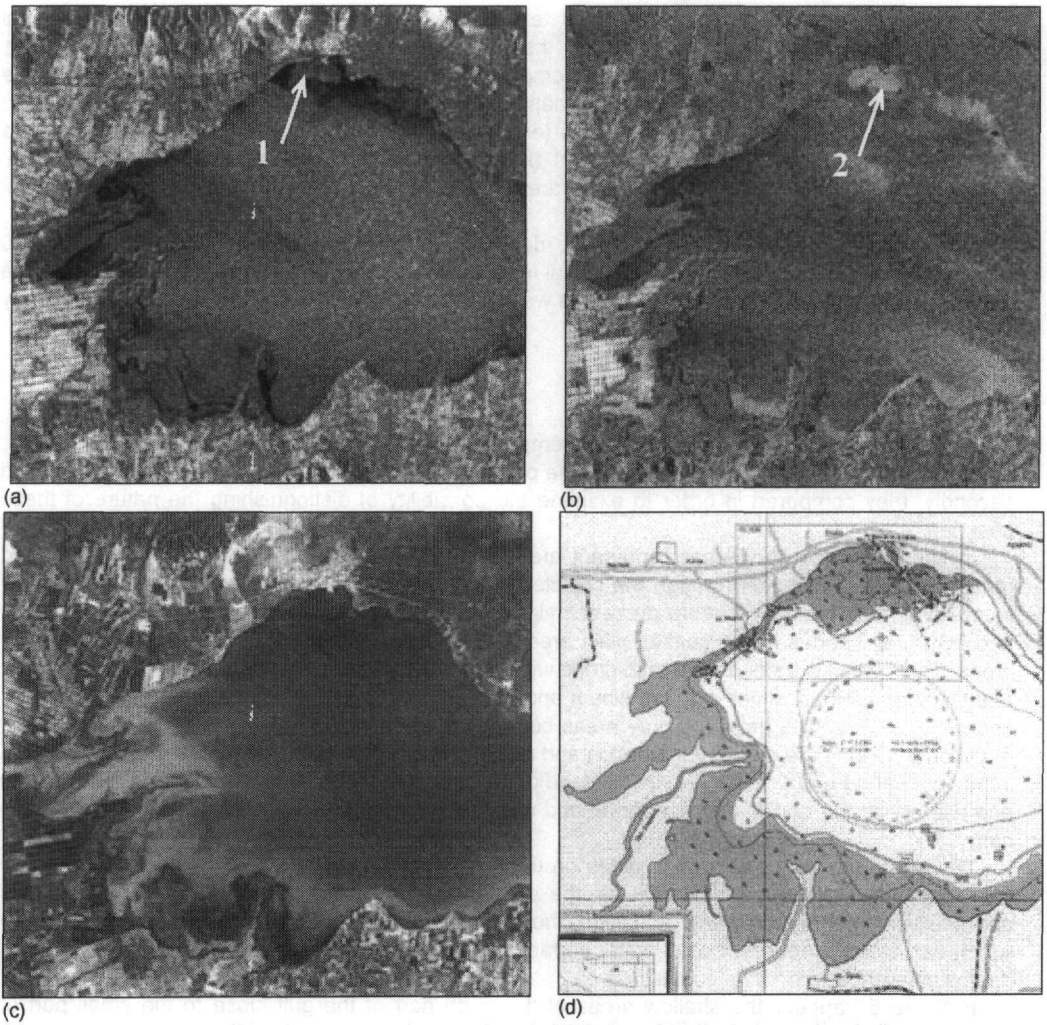


Fig.5. (a) The Temporal Differentiate radar Image (TDI) of Maliakos gulf (point 1 shows the shallow areas), (b) The Principal Component Transform radar Image (TDI) of the gulf (point 2 shows the shallow areas), (c) The Landsat 7 true color image covers Maliakos gulf, (d) The hydrographical map of Maliakos gulf.

5 CONCLUSION

The combination of remote sensing and GIS techniques is a helpful tool for the detection of land use patterns that change over time in response to economic, social and environmental forces. Understanding the nature of changes, either natural or human, is an essential knowledge to facilitate proper planning, management and regulation for coastal areas. The availability of satellite imagery has made them feasible to extract detailed information on landform features over extensive areas of delta lowland areas.

Both methods didn't show any significant seasonal changes of the coastal area. Temporal differentiate radar Image (TDI) reveals specifically the seasonal changes of crops while didn't appear to be useful for any kind of change detection in the mainland.

Principal Component Transform technique highlights more clearly the shallow areas at the north part of Maliakos gulf than the Temporal differentiate image.

ACKNOWLEDGMENTS

During preparation of the manuscript the State Scholarships Foundation of Greece supported one of the authors (E. Psomiadis).

REFERENCES

Ciavola, P., F. Mantovani, U. Simeoni and Tessari, U., 1999: Relation between river dynamics and coastal changes in Albania: an assessment integrating satellite imagery with historical data. . Int. J. Remote Sensing, Vol. 20, No 3, 561-584.

Constanza, R., R. d'agre, R. de Groot, S. Farber, M. Grasso, B. Hannon, K. Limburg, S. Naeem, R.V. O'Neill, J. Paruelo, R.G. Raskin, P. Sutton and Van den Belt, M., 1997. The value of the world's ecosystem services and natural capital. Nature, Vol.387, 253-260.

Ferrière, J., 1977. Faits nouveaux concernant la zone isopique maliaque (Grèce continental orientale).- Proceed. VI Colloquium Geology of the Aegean region, 1977, I: 197-210.

Gartzos, E. and Stamatis, G., 1996. Genesis of the thermal springs of the Sperchios graben, Greece. N.Jb.Geol.Paläont.Mh., 1996 (2): 91-115; Stuttgart.

ILWIS 3.0 FOR WINDOWS User's Guide, 2001. ILWIS Dept. ITC.

Kattenborn, G., Nezry, E., De Grandi, G., and Sieber, A.J., 1993. High resolution detection and monitoring of changes using ERS-1 time series. Proceedings of 2nd ERS-1 Symposium, Hamburg, Germany, 11-14 October 1993 (ESA, ESTEC: The Netherlands), pp. 635-642.

Kuntz, S. and Siegert, F. 1999. Monitoring of deforestation and land use in Indonesia with multitemporal ERS data. *Int. J. Remote Sensing*, Vol. 20, No. 14, 2835-2853.

Levsen, M., Conway, J.A., and Sieber, A., 1993. Evaluating multi-temporal ERS-1 data for tropical forest mapping: regional mapping and change detection applications. Proceedings of 2nd ERS-1 Symposium, Hamburg, Germany, 11-14 October 1993 (ESA, ESTEC: The Netherlands).

Maroukian, H. & E. Lagios (1987): Neotectonic movements in the Sperchios River basin, Central Greece. Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.Band, **63**, 133-140.

Parcharidis, Is., Pavlopoulos, A., Serelis, K., Tsintzuras, S. 1999. Man-made impact monitoring in Messolongi lagoon system using multitemporal ERS.SAR data. Proceedings of 6th International Conference on Environmental Science and Technology, Vol. B, 416-423.

Pirazzoli, P.A., S.C. Stiros, M. Arnold, J. Laborel & F. Laborel-Deguen (1999): Late Holocene coeseismic vertical displacements and tsunami deposits near Kynos, gulf of Euboea, central Greece. Phys. Chem. Earth (A), Vol.24, No 4, 361-367.

Poulos, S., S. Leontaris, & M.B. Collins (1997): Sedimentological and clay mineralogical investigations in Maliakos Gulf, eastern Greece. Boll. Geof. Teor.Appl, **38**, 3-4, 267-279.

Shaghude, Y.W., K.O. Wannäs & B. Lundén, (2003): Assessment of shoreline changes in the western side of Zanzibar channel using satellite remote sensing. Int. J. Remote Sensing, Vol. 24, No 23, 4953-4967.

Stahl, W., H. Aust, A. Dounas & A. Kakavas (1975): Groundwater investigations, Sperchios basin/central Greece 1970-74. Internal. Report, IX: Stable isotope composition of different ground and surface waters from the Sperchios valley, p.40, Athens, I.G.M.E., (Unpubl).

Rao, B.R.M., Dwivedi, R.S., Kushwaha, S.P.S., Bhattacharya, S.N., Anand, J.B.., and Dasgupta, S., 1999. Monitoring the spatial extent of coastal wetlands using ERS-1. *Int. J. Remote Sensing*, Vol. 20, No. 13, 2509-2517.

Therianos, A.D. (1974): The geographical distribution of river water supply in Greece, Bull. Geol. Soc. Greece, **11**, 28-58, (in Greek).

White, K. & H.M. El Asmar (1999): Monitoring changing position of coastlines using Thematic Mapper imagery, an example from the Nile Delta. Geomorphology, Vol.29, 93-105.

Yang, X., Damen, M.C.J., Van Zuidam, R.A. 1999. Use of Thematic Mapper imagery with a geographic information system for geomorphologic mapping in a large deltaic lowland environment. *Int. J. Remote Sensing*, Vol. 20, No. 4, 659-681.

Zamani, A., Maroukian, H., 1979. A morphological study of an old delta of the Sperchios River. VI Colloquium on the Geology of the Aegean Region, Proceedings, Athens, 1977, 1, 417-423.

Zamani, A., Maroukian, H., 1980. Deltaic sedimentation of the Sperchios River in historical times. Annales Geologiques du Pays Helleniques, **30**, 430-440.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

IDENTIFICATION AND MONITORING OF FRESH WATER OUTFLOWS IN COASTAL AREAS: PILOT STUDY ON PSAHNA AREA / EVIA ISLAND – GREECE

Stefouli M. and Tsombos P.
I.G.M.E., Mesogion Str. 70, 115 27, Athens, stefouli@igme.gr, ptsombos@igme.gr

ABSTRACT

Earth systems are interrelated in complex ways, which are inadequately understood. An improved understanding of these systems is necessary in order to develop effective policies for hydrologic management. Furthermore, the results should be communicated to decision-makers.
The aim of the work has been to evaluate the applicability of the use of digital multi-temporal Landsat 5 / 7 images and aerial photography, for the mapping of local scale fresh water outflows, geological features and monitoring changes of the water outflows in coastal areas. "Psahna" map sheet (HAGS, 1977) in the Central part of Evia island in Greece has been used as pilot project area of study. Processing techniques have been applied for the:

- Application of integrated image processing / GIS vector data techniques.
- Image integration and creation of data fusion image products.
- Automatic raster to vector conversion techniques, for the identification of the areal extent of changes in conditions of the water outflows through time and final map updating.

The contribution of the remotely sensed data to the geologic / geomorphologic mapping and identification of changes of fresh water outflow through time is indicated with the processed satellite imagery for the pilot project area. Generally, the use of the remotely sensed images in map updating lies in the fact, that various hydrologic and geologic features can be mapped quickly for large areas while any temporal changes can be identified and evaluated. The satellite data seem to be a cost-effective solution for the map updating procedure. The cost to processing functions is well justifiable to a geologic / hydro-geologic-hydrologic map updating procedure. The system provides monitoring and feedback at appropriate spatial scales, using high resolution satellite remote sensing data and state of the art GIS techniques.

1 INTRODUCTION

Approximately 70% of the world's population lives in coastal areas, and the majority of these people depend on coastal aquifers for freshwater. The fragility of these aquifers and their sensitivity to human activity demand informed, competent management to guarantee their survival. Significant knowledge and new technologies related to the subject have accumulated in the last two decades, while a need has emerged for a comprehensive reference that gathers and disseminates crucial information to engineering practitioners and policymakers.
Although not as obvious as river discharge, continental groundwater also discharge directly into the sea. Like surface water, groundwater flows down-gradient. Therefore, groundwater flows directly into the sea wherever a coastal aquifer is connected to the sea. Furthermore, artesian aquifers can extend for considerable distances from shore, underneath the continental shelf with discharge to the sea at their points of outcrop. In some cases, these deeper aquifers may have fractures or other breaches in the overlying confining layers, allowing groundwater to flow into the sea. While the magnitude of such discharge may be relatively minor in areas dominated by river flow, recent studies have indicated that groundwater may occasionally account for a significant fraction of the fresh water inflow (Valiela et al. 1990, Tsombos 1995, Buddemeier 1996, Moore 1996, Tsombos 1999, Astaras et. al., 2002). There are different methods for the measurement of groundwater

discharge, like seepage meters or the use of geochemical traces. Unfortunately, such methods are very labor-intensive.
Remotely sensed data has proven capability in providing many above surface, surface and sub surface characteristics of land / water units. Synergistic use of remote sensing and ancillary data can be used for the development of the database required for monitoring the status of the environment. GIS can be used to store, process and retrieve the developed database. The use of Landsat and SPOT images in geomorphologic / geologic mapping is well established (Stefouli et al. 2002). However, there is a continuous improvement of the specifications of satellite systems and thus an improvement of the data quality of the image data that are provided to the end user. Remote sensing technology has been also used for several years in marine sciences to measure chlorophyll, water colour, and suspended sediments over large areas. For example, satellite imaging is used for remote estimates of primary production (e.g. Antoine et al. 1996), sea surface temperatures (Schweitzer 1993), sea ice coverage (Garrity 1991, Massom et al. 1999), and coastal change processes (Howarth et al. 1982, Hanslow et al. 1997). Although sensors such as Landsat TM were primarily designed for detecting land features, recent improvements now provide better spatial and spectral resolutions for aquatic studies than previously available. It has also been suggested that remote sensing techniques may be useful for groundwater tracing on land (Uzmann et al. 1989, Batelaan et al. 1998) as well as for the detection of sea springs (Kohout et al. 1973). The idea of using satellite imagery for the detection of SGD is based on anomalies in measurable physical parameters such as sea surface temperature (SST) and turbidity that cause changes in spectral properties. This, in turn causes a change in sea surface radiation (UV, VIS and IR). Due to temperature inertia, groundwater is discharged at different temperatures than that of the sea water column. Temperature and salinity related differences in water density result in discharged water ascending through the water column which creates a positive SST anomaly above sea springs if the discharge rate is high enough. This sea surface temperature anomaly can be localized by mid and far infrared (thermal) channels of colour scanning satellites such as the LANDSAT system. Space borne imagery for sea groundwater discharge would require high resolution images which was not realized on NOAA type satellites (spatial resolution 2.5 km) but is now much improved (e.g., LANDSAT 7 has 60 m spatial resolution in the thermal IR band, 10.40 - 12.50 μm wave length). However, to effectively implement remote sensing into a state environmental monitoring program, there still remain many unanswered questions.
Our objective in this study is to determine if we could use integrated remote sensing / WEB-GIS techniques (http://www.microimages.com/product/tntserver.htm) across the pilot project area for mapping features that are of interest to hydro-geologic research and for monitoring fresh water outflows.

2 STUDY AREA

The area defined by Psahna topographic map sheet with the upper left and lower right corner coordinates the N 38° 49' 32' E 23° 30' 48' and N 38° 29' 53' E 23° 59' 29' respectively, has been selected as a pilot project area. It is located in the Central part of Evia island, Greece Figure1.

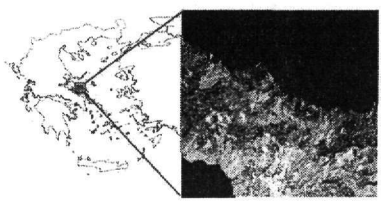


Figure 1. Overview of pilot project study area.

Karstified limestones, metamorphic and basic ophiolitic rocks are the prevailing lithologies of the study area, while the plains are covered by alluvial and neogene sediments. The central part of Evia island belongs to Pelagonian zone and consists of:
Paleozoic crystallized formations.
Neo-Paleozoic semi-metamorphosed clastic formations.
Formations of Lower-Middle Triassic (clastic formations, volcanic rocks and limestones).
Limestones of Middle – Upper Jurassic.
Masses of ophiolites that are overthrusted on the Upper Cretaceous limestones and Flysch sediments.

Summer season begins from the end of May continues up to end of September. The temperature variation during summer months is between 18° C to 40° C. During winter it is (-) 5° C to 15° C. Mountains are generally covered by coniferous trees. Ground elevation in the area varies between 0 m at sea level to 1700 m above mean sea level. The annual rainfall of Evia island varies from a minimum of about 573.9 mm for Edipsos meteorological station to 1102.6 mm for the Milies station. December is the wettest month of the year. Vegetation density is highly variable in spatial and temporal domain. It varies from 0 % to 60 %. The soil of the study area is generally coarse grained and aquifers are water table type. Depth of groundwater table varies from about 10 m to more than 70 m.

3 ANALYZED DATA

Synergistic use of, (1) topographic map at 1: 100,000 scale of the Hellenic Geographic Service published at 1977, (2) Psahna-Pilion geologic map at 1: 50,000 (Katsikatsos et. al, 1981), (3) aerial photography of 1:40,000 scale (HAGS, 1967) (4) Landsat TM, images (Figure 2) with variable acquisition dates have been used in the analysis, along with a variety of hydrologic, and meteorological data, as well as field measurements concerning the tectonic features. Synergistic use of remote sensing and conventional techniques has been utilized in order to extract the required data. Field observations of coastal spring data and temperature data were obtained for the pilot project area from a sampling Program that has been carried out during summer 1998. The data have been analyzed along the114 km long coastline of the pilot project area that has a surface extent of 1130 km^2.

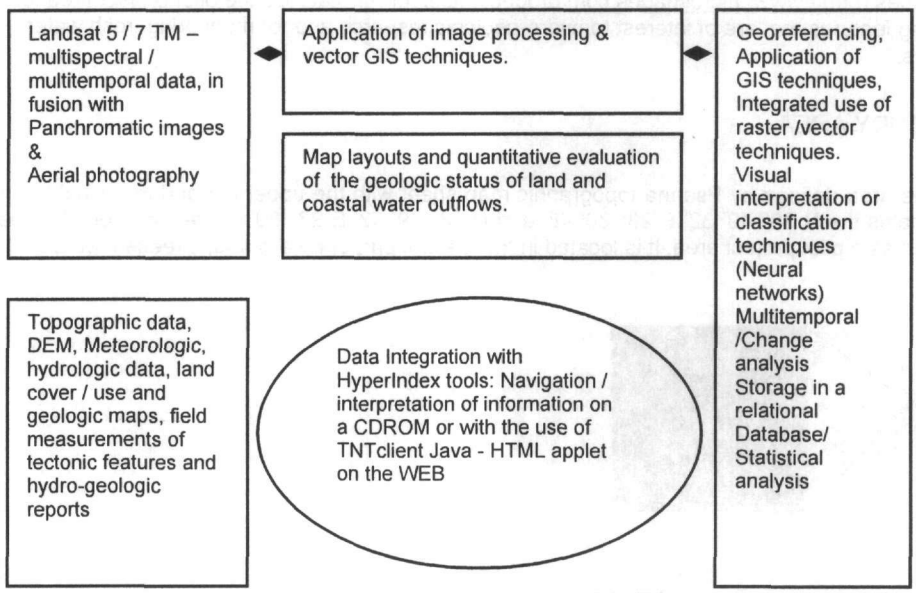


Figure 2. Overview of data and techniques that have been used in the project.

3.1 Satellite image data

Three Landsat- 5 / 7 Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+) scenes of Path: 183, Row: 33, have been used in the analysis, while their characteristics are described in Table 1 and Figure 2.

Table 1. Characteristics of Landsat 5 / 7 satellite systems

LANDSAT 4 & 5	**LANDSAT 7**
SCANNER: Thematic Mapper	SCANNER: Thematic Mapper ETM+
Spectral Bands (μm)	Spectral Bands (μm)
1:0.45-0.52	1:0.45-0.515
2:0.52-0.60	2:0.525-0.605
3:0.63-0.69	3:0.63-0.690
4:0.76-0.90	4:0.75-0.90
5:1.55-1.75	5:1.55-1.75
6:10.40-12.50	6:10.40-12.5
7:2.08-2.35	7:2.09-2.35
	8:.52-.90 (Panchromatic)
SPATIAL RESOLUTION	SPATIAL RESOLUTION
30 m (120 m for band 6)	30 m (60 m for band 6) (15 m for band 8)
TEMPORAL RESOLUTION 16 DAYS	TEMPORAL RESOLUTION 16 DAYS
RADIOMETRIC RESOLUTION 8 BIT	RADIOMETRIC RESOLUTION 8 BIT
ACQUISITION DATES 26/1/1988 & 19/1/1994	ACQUISITION DATE 28/08/1999

4 METHOD OF ANALYSIS

Various image processing and vector GIS techniques have been used for the analysis of both the satellite imagery and the collected map data and field information, (Table 2). The application of both image processing and vector GIS techniques has been applied using the TNTmips software package (www.microimages.com).

Table 2. Pre-processing / Image enhancement / classification

Processing technique	**Description**	**Result**
Georeferencing	Model: Affine	Image map output in Hellenic-Geodetic-Reference System - HGRS of 1987
Resampling	Nearest Neighbour	Image resolution of 15 m.
Color Composites	Applied analysis: Calculation of 7*7 variance co-variance matrix. Histogram contrast enhancement. Application of filtering techniques. Qualitative evaluation. Application of masking techniques so as to separate land area from the sea. The Thermal IR band is used to display the sea area, using selected colour palettes of either red or blue colour.	Best combinations for Landsat data are achieved using bands TM 1,3 (or 4) and 5 (or 7) as well as real color composites. Red color palette displays differences of sea surface temperatures.
Intensity Hue Saturation HIS Images	Application of HIS transformation so as to obtain the colour synthesis of the different resolution data	Images are enhanced while shadow is suppressed.
Unsupervised classification techniques (Neural networks))	Classification in a pre-defined number of classes. Editing of the classification result, interpretation of classes.	Interpretation of spectral characteristics of images. Easy discrimination of land cover classes.
Identification of Areas of Interest AOI concerning sea water outflows	Extraction of sea water anomalies and of mean DN values for the thermal spectral band.	Estimation of sea surface temperatures and of aspects of turbidity patterns, water clarity.

Combination of the interpretation result of multi-temporal imagery	Qualitative estimates of temporal changes of fresh water outflows.	Raster database of temporal changes and thematic rasters
Automatic conversion of raster to vector data.	Inform the relational vector GIS database	Map output
Collection / interpretation / input / coding, Storage / Management, statistical analysis / Retrieval, Processing / analysis of different data types.	Application of various vector GIS techniques. Statistical analysis of field tectonic measurements and mapped lineament on the satellite images or on the aerial photography. Output in the form of histograms or rose diagrams. Map making of the processed data.	Creation of a relational database of the collected data, map making. Presentation / Display, & Evaluation of temporal changes, map updating.
Distribution of information with a free of use software on a CD or on the WEB	Inform all the parties involved for the available data and temporal changes.	Contribution to hydro-geological management of the pilot project area of study

Combination of different resolution data using data fusion techniques proved to be effective as far as the land cover and the interpretation of geologic features are concerned because complementary information for the same target is combined. The Landsat ETM 7 data proved to be beneficial to the analysis due to their higher spatial resolution. The output of the classification and or interpretation process has been converted to vector data and they have been analyzed along with the map data and field observations. Three dimensional data products also facilitate the analysis. Different map outputs have been prepared for the analysis and these include those of Figure 3. Left image shows a Landsat 7 data fusion image of the R:G:B-4:5:3 spectral bands with the Panchromatic high resolution band while the thermal band is displayed with a red color palette. Water outflows are shown with the dark black color. Right image shows the 1988 scene with a true color composite for the land area overlayed by the interpretation of aerial photography and thermal band displayed with a selected color palette.

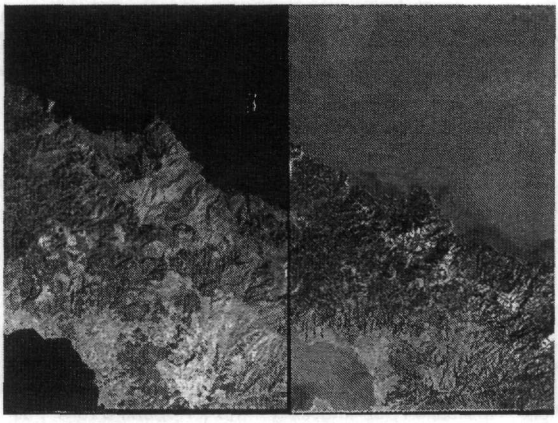


Figure 3. Left image shows a view of the Landsat 7 land/sea data product, while the right image shows the Landsat 5 1988 scene. Red lines show the interpreted on the aerial photography geologic features. Water outflows patterns are shown with the dark black color.

4.1. Interpretation of geologic features and multi-temporal analysis of water outflows

The process of temporal analysis examines the set of input raster values for the fresh water outflows, then assigns threshold values for a unique set of values and this is used to map the outflows. For each input raster with color information (stored as color palette entries), the process creates a corresponding color palette sub-object for the output raster. By analyzing the raster output the areal extent of changes in the water outflows through time are identified. To facilitate the interpretation, the area has been divided in nine different sub-areas, Figure 4.

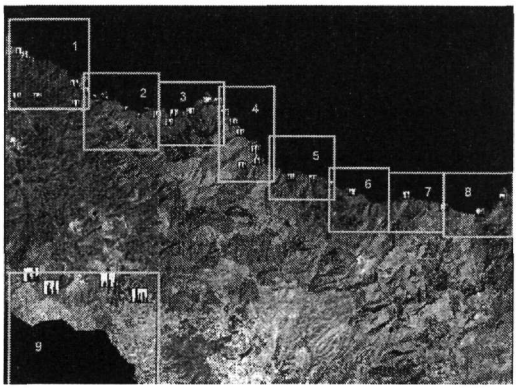


Figure 4. Yellow squares show the different sub-areas, while the field tectonic measurements are displayed in histogram form.

For each sub-area an integrated interpretation of the following data has been carried out:

1. Interpretation of water outflows on multi-temporal Landsat imagery at the three different acquisition dates (1998, 1994, 1999).
2. Interpretation of geologic lineament patterns that have been interpreted on both the aerial photography and satellite imagery
3. Verification with faulting that it is depicted on the geological maps
4. Verification with mapped known springs
5. Acquisition of field measurements of tectonic features that have been analyzed in relation to the prevailing orientations
6. Mapping in the field of fresh water outflows that has been acquired during the summer of 1998.
7. Acquisition of field photographs of coastal features of interest to the present study (i.e outflows and geologic features).

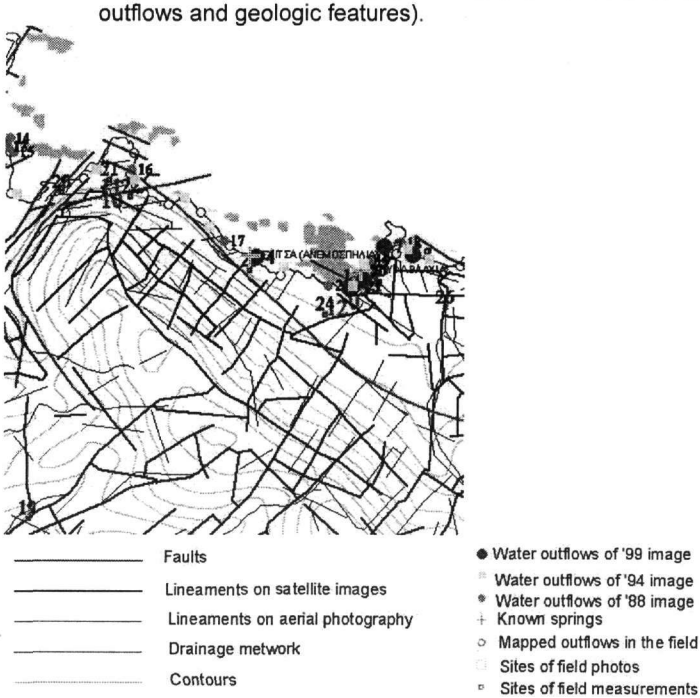


Figure 5. Map output of sub-area 2 with 9.6 km long coastline and surface extend of 39 km^2.

The sub-project areas are used to display results obtained from the study as these are given in map outputs.

4.2. Surface sea water temperatures and water outflows

The Landsat data have been analyzed for assessing surface water temperature changes. Landsat data due to their spectral spatial and radiometric resolution are effective for an interpretation of surface water temperatures. Figures 5 and 6 show water outflows that are probably due to coastal springs.

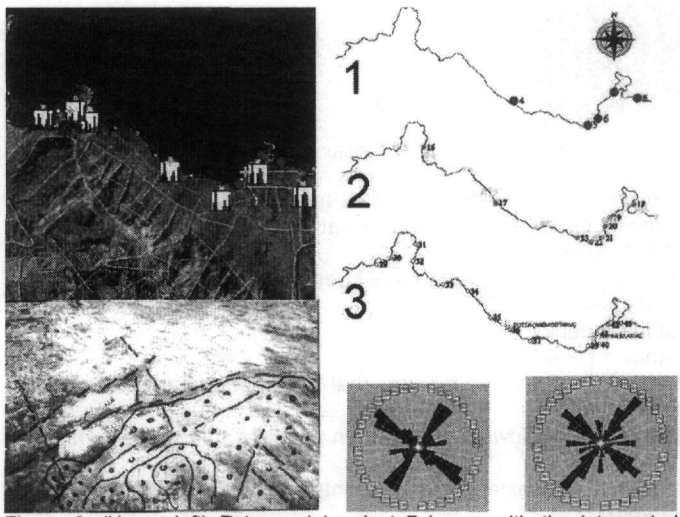


Figure 6. (Upper left) Enhanced Landsat 7 image with the interpreted lineaments. (Upper right) 1 Water outflows mapped on 1999 image, 2. water outflows mapped on 1988 and 1994 scene. (Lower left) Field photo of spring 6. (Lower right rose diagrams of interpreted features on aerial photographs and satellite image.

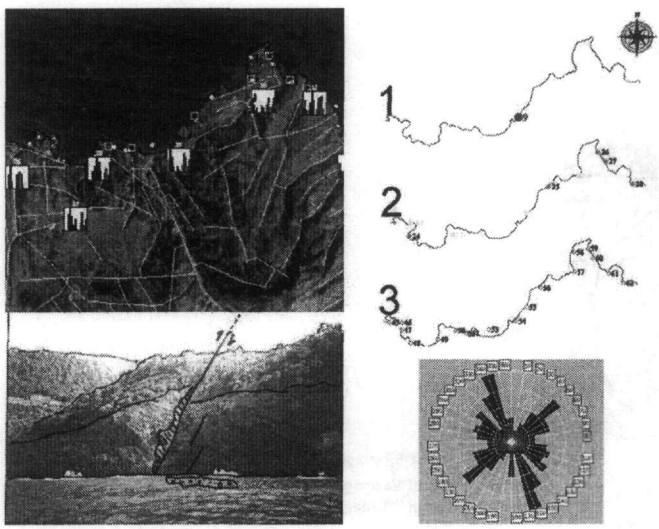


Figure 7. SUB-AREA 3: (Upper left) Enhanced Landsat 7 image with the interpreted lineaments. (Upper right) 1 Water outflows mapped on 1999 image, 2. water outflows mapped on 1988 and 1994 scene. (Lower left) Field photo of spring 9. (Lower right rose diagrams of interpreted features on the satellite images.

Sea ground water discharge is highly variable, both in time and space. More water outflows have been interpreted on the 1988 scene. Locations vary, but certain outflows can be mapped on all three different acquisition dates.

Table 3. Change of water outflows as this is estimated from the temporal satellite images and prevailing orientations of geologic features interpreted on the satellite imagery and aerial photography

No	Prevailing orientations Satellite imagery / Aerial photography	LANDSAT 1988 Number of outflows	LANDSAT 1994 Number of outflows	LANDSAT 1999 Number of outflows	KNOWN SPRINGS	MAPPED OUTFLOWS (In the field)
1	NE-SW / NE.E-SW.W	12	5	3	1	27
2	NE-SE / SE-NE	10	10	5	2	15
3	E-N.NW / N.NW-NE	5	4	1		18
4	NE / NE-NW	9	11	6		17
5	N.NW-N.NE / NE-SW	3	4	4		14
6	NE-E.W / N.NW-NE	7	4	7		10
7	NE-N.NW / N.NE-N.NW	3	2	3		18
8	N.S-E.NE/ NE.NNW	5	5	4		15
9	NE-E.NW/ N.NW-NE	6	5		2	
TOTAL		61	49	33	5	158

A fluctuation of the water outflows can be interpreted on the satellite images and this has been attributed to both seasonal and yearly variations of the hydrologic regime of the area. The first two Landsat images have been acquired during January that is one month later than December which is the wettest month for the pilot project area, while the third one during August which is the month that follows the dry period of the year with the minimum amount of rainfall. Known Springs have been identified on the multi-temporal satellite imagery. More springs have been mapped on the satellite imagery than the already known springs and the ratio varies between 6.6 for the dry period of year 1999 or 12.2 for the wet period of year 1988 and the known springs. The location of the mapped on the satellite imagery water outflows has been confirmed in the field, while more outflows can be identified in the field. This is probably due to the karstic terrain that prevails in the area.

The project has resulted in multiple data that could be useful to different local authorities that are responsible for the hydrologic management of the area. All data have been organized in a form of an informational Atlas which can then be distributed in the form of a CD or on the WEB using the TNT software products. TNT atlas software is a free product for viewing hierarchical atlases prepared in TNTmips with Hyper Index Linker or for single layout atlases. Different layouts have been organized one for the total area of the pilot project area and the nine sub-areas. With the use of TNT atlas, all data can be distributed on a CD and take advantage of its low media cost, small physical size, permanence of media, and quick access to large collections of geospatial data to the involved parties in the hydrologic management of the project area. With TNT atlas, even computer users who have little training can easily access the organized geospatial information concerning the study area. And finally all data can be used in any kind of computer the end-users are using. The objects and views in the electronic atlas can be complex while various processing techniques can be applied.

5 CONCLUSION

Remote sensing provides valuable information concerning different parameters of interest to a hydrological project. Differences in the density of the measured number of water outflows between the various satellite image data are attributed to different acquisition dates and different amount of rainfall of the previous years. The locations of water outflows are related to the faulting system of the tectonic discontinuities that prevail in the main tectonic blocks. These discontinuities are used as conduits for the subsurface water flow. The large density differences that are observed between the outflows that have been recorded in the field and those interpreted on the satellite images are due to the image resolution of the thermal bands and the prevailing hydrological conditions during the previous year than the one when the field campaign has been carried out. New satellite image products of improved spectral, spatial and radiometric resolution can give better results related to the identification of water outflows. These results can be used for a statistical estimate of hydrologic balance of the coastal hydrologic river basins.

Monitoring is supported due to the multi-temporal character of the data. Additionally, satellite data can be analysed to generate GIS database information required for hydrological studies. Generated database can be used to assess changes that are taking place for the fresh water outflows in coastal areas while tectonic features can be mapped effectively. The added advantage of the proposed approach is that it makes available to end-users a variety of the data and that it helps in efficient analysis and prediction. An advantage of using remote sensing is that data for large areas within a single image can be collected quickly and relatively inexpensively, while this can be repeated through selected time intervals. In addition, satellite techniques are very capable of supplementing the inter-comparison experiments by providing additional geographic information about the setting. It is clear that in order to make regional assessments, one must develop a means to extrapolate from well-studied areas, as the sites of our inter-comparisons, to other coastlines. Since the strength of satellite imagery for SGD monitoring is the regional scale dimension, more than one location has to be taken for reference in order to learn how to separate SGD- related anomalies from all kinds of important interfering phenomena. Finally, the Atlas offers an intuitive, self-paced, and self-contained way to provide secure public viewing of data such as multi-temporal information provided by satellite systems, land cover / use, and available hydrologic / hydro-geologic environmental information.

REFERENCES

Antoine, D., J.-M. Andre, and A. Morel, 1996. Oceanic primary production - 2. Estimation at global scale from satellite (coastal zone color scanner) chlorophyll. Global Biogeochemical Cycles 10(1), 57-69.

Astaras, Th., Oikonomidis D., 2002. Identification-Delineation of regions of fresh water outflow and saline coastal zones using Landsat 5/TM images. Proceedings of the 6th Pan-Hellenic Hydrogeological Conference. Xanthi 8-10 November 2002 pp 337-346.

Batelaan, O., F. DeSmedt, P. DeBecker, and W. Huybrechts, 1998. Characterization of a regional groundwater discharge area by combined analysis of hydrochemistry, remote sensing and groundwater modeling. In: Dillon, P., Simmers, I. (eds) Shallow groundwater systems. International Contributions to Hydrogeology 18, 75-86.

Buddemeier, R.W. (ed.), 1996. Groundwater Discharge in the Coastal Zone: Proceedings of an International Symposium. LOICZ/R&S/96-8, iv+179 pp. LOICZ, Texel, The Netherlands.

Garrity, C., 1991. Passive microwave remote sensing of snow covered floating ice during spring conditions in the Arctic and Antarctic. Diss. York Univ., Toronto, 348 p.

HAGS – Hellenic Army Geographic Service, 1977 Psahna 1:100,000 Scale Map Sheet

HAGS – Hellenic Army Geographic Service, Aerial Photography 1967

Hanslow, D.J., B. Clout, P. Evans, B. Coates, 1997. Monitoring coastal change using photogrammetry. In: Bliss, E. (ed) Islands; economy, society and environment. New Zealand Geographical Society Conference Series 19, 422-426.

Howarth, P.J., T.T. Alfoeldi, P. Laframboise, J.C. Munday, K.P.P. Thompson, G.F. Tomlins, and G.M. Wickware, 1982. Landsat for monitoring hydrologic and coastal change in Canada. In: Thompson, M.D. (ed.) Landsat for monitoring the changing geography of Canada. Can. Cent. Remote Sensing, Energy, Mines and Resour.. Ottawa, ON, Canada, 7-40.

Katsikatsos G. et. al, 1981 Psachna -Pilion Geologic Map Sheet of !:50,000 scale, Published by Publication Department of Geological Maps of IGME.

Kohout, F.A., 1966. Submarine Springs: A neglected phenomenon of coastal hydrology. Hydrology, 26, 391-413.

Massom, R.A., J.C. Comiso, A.P. Worby, V.I. Lytle, L. Stock, 1999. Regional classes of sea ice cover in the East Antarctic Pack observed from satellite and in situ data during a winter time period. Remote Sensing of Environment 68(1), 61-76.

Moore, W., 1996. Large groundwater inputs to coastal waters revealed by 226Ra enrichments. Nature, 380, 612-614.

Schweitzer, P.N., 1993. Modern average global sea-surface temperature. US Geological Survey Digital Data Series, CD-ROM.

Stefouli M., Tsombos P., 2002. Spatio-temporal analysis of morpho-tectonic parameters using integrated image processing / GIS techniques – Pilot project of Vegoritida lake. Proceedings of the 6th Pan-Hellenic Geographical Conference of the Hellenic Geographical Society. Thessaloniki, 3-6 October 2002 pp 248-256.

Tsombos P.I. (1995). Location of ground water outflows in costal and near costal areas using remote sensing techniques. POSTER in the 3th Hydrogeological meeting of the geological society of Greece in Iraklio Krete, Greece, 3-5 Nov.1995.

Tsombos P.I. et all (1999). The use of Remote Sensing techniques, in the ground water exploration of granite areas. The example of Sithonia Peninsula, N. Greece. 5th Hydrogeological meeting of the geological society of Greece in Levkosia, Cyprus 12 – 14 November 1999.

Utzmann, S.J., L.M. Cathles, and W.D. Philipot, 1989. Combined Landsat imagery and raster based geophysics as an exploration tool. Proceedings of the Thematic Conference on Geologic Remote Sensing 7, 1259-1267.

Valiela, I. and C.D'Elia, 1990. Groundwater inputs to coastal waters. Special Issue Biogeochemistry, 10, 328 p.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

CORRELATION OF TECTONICS, SEISMICITY AND GEOTHERMICS OF LESBOS ISLAND USING REMOTE SENSING DATA AND GEOGRAPHICAL INFORMATION SYSTEMS

N. Voulgaris, I. Parcharidis, M. Pahoula and E. Pirlis
Department of Geophysics-Geothermics, Faculty of Geology, University of Athens, PO Box 157-84, Panepistimioupoli - Zographou, Athens, voulgaris@geol.uoa.gr, parchar@geol.uoa.gr, mpahoula@hotmail.com, ermispyrlis@hotmail.com

ABSTRACT

The development of a specialized Geographical Information System aiming at the better understanding of the relation between tectonics, seismicity and geothermal potential of Lesbos Island is discussed in the present paper. The development of this system was based on the processing and analysis of satellite images in order to identify both tectonic and thermal anomalies for further correlation with available vector and raster data.

For this purpose a database including topology, geology, tectonics, seismicity and geothermy, was created. This data set derived from digitizing the topographic and geological maps of HAGS and IGME, from the analysis of the satellite image and from bibliography. As a result of the data processing there were indications about new evidence concerning the tectonics and the geothermy of Lesbos Island.

1 INTRODUCTION

The advantage of G.I.S. in comparison to other information systems is the ability to manipulate more complex information and spatial relations in short time. For this reason they comprise an important aid for geoscientists and they provide an immediate solution to problems that are associated with their field of interest.

The functionality offered by G.I.S. was the main advantage used in this study for the creation of a flexible, digital database. One of the main purposes for the creation of this database would be the investigation of the seismotectonic and geothermic regime of Lesbos Island. G.I.S. structure permits the evaluation of a possible correlation between these two parameters, in order to draw conclusions about the study area.

2 GEOLOGY

The geological structure of Lesbos Island consists of the following units: (1) the Autochthonous unit of Lesbos, (2) the Allochthonous units of Lesbos and (3) Post – Alpine formations. The Autochthonous unit consists of a series of formations of upper Paleozoic over upper Triassic, without stratigraphic unconformities. It consists of metaclastics, with lenses and interbedding of crystalline limestones and dolomites. It is characterized by a low metamorphic grade and does not consist of igneous rocks. The Allochthonous units overlaying the Autochthonous formations are separated in two tectonic nappes: a) In lower Triassic volcano – sedimentary formations and b) In lower ophiolithic rocks. The Post – Alpine formations consist of Neogene formations, lacustrine phases and Quaternary deposits (Migiros,1992).

3 TECTONICS

Regarding tectonic evolution of Lesbos Island, this is affected by the general neotectonic evolution of the Aegean, which started during Oligocene (15 m.a.). Tectonic analysis of faults and micro-

ruptures of Lesbos Island, performed by the IGME research team (Katsikatsos et al., 1982), results to the following conclusions:

a) In Lesbos Island there are three main fault systems with the following trends:
   - N40° – 60°W
   - N30° – 60°E
   - E – W

b) The fault system of NE trend prevails at the NE part of the island.

c) Fault zones of NW and E – W trends are parallel to the orientation of the coast.

d) Fault zones of E – W trend are the oldest structures.

4 SEISMICITY

The neo-volcanic rocks of Lesbos have contributed to a high seismic activity. Foci of Lesbos Island are shallow ($h \leq 50$ km) and concentrated in three zones. The first seismic zone crosses the north coast of Lesbos (magnitude of 6.0 – 7.0). The second seismic zone crosses the south and southeastern coast of Lesbos Island (magnitude of 5.0 – 6.0). The third seismic zone crosses the SW part of Lesbos with a NW orientation (magnitude $\leq$ 5.5). This is the most active fault zone on Lesbos Island (Delibasis and Voulgaris, 1989).

5 GEOTHERMY

Lesbos Island exhibits a high geothermic interest and its geothermal fields are (Simeakis & Someritis 1982, Fytikas 1986): *Polihnitos:* The size of this field is 10 km^2, while fluid temperatures are 70 – 90 °C with a mean temperature equal to 85 °C. *Polihnitos – Lisbori:* The size of this field is 12 km^2. Geothermal fluids exhibit a very high content in H_2S and temperatures around 70 – 95 °C. *Argenos:* The size of this field is 5 km^2, while fluid temperatures are 80 – 86 °C with a mean temperature equal to 85 °C. Its H_2S content is lower than the one in Polihnitos. *Stipsi – Kalloni:* The size of this field is 20 km^2 and fluid temperature is greater than 100 °C. The existence of a large number of springs is probably attributed to intense, recent shear tectonic activity, forcing underground water to rise rapidly towards the surface (Papastamatakis, 1972).

6 METHODOLOGY AND DATA PROCESSING

The methodology that was followed, includes the following steps:

1. Data Base Design.
2. Data acquisition.
3. Data input.
4. Processing – Analysis.
5. Correlations.
6. Evaluation.
7. Conclusions.

The primary data and the methodology used in this paper can be described as follows:

The topographic maps of Polihnitos, Plomari, Mithimna, Mitilini, Ayia Paraskevi and Eresos, on a scale of 1: 50,000 (HAGS, 1972). Moreover the geological maps of Plomari – Mitilini (ETHIGME - previous name of IGME-, 1972), Ayia Paraskevi (ETHIGME, 1973), Polihnitos, Mithimna (ETHIGME, 1974) and Eresos (ETHIGME, 1975), on a scale of 1: 50,000. Topographic maps of HAGS were used for the creation of a DEM (contour interval 20m), from which spatial models, such as hillshade and aspect maps, were derived. The hillshade map was used for the identification and digitizing of probable faults, while the aspect map was used in order to locate the warmer areas, as a result of exposure to the sun at the time that the satellite image was acquired.

Lesbos Island seismological data originated from the following seismological catalogues: a) NEIC 1964 – 2000 (http://neic.usgs.gov/), b) Makropoulos et al. 1989, c) Papazachos & Papazachou 1997, d) National Observatory of Athens 1964 – 2000, e) Delibasis & Voulgaris 1989. Emphasis was given to the seismological catalogue (e) derived from a local seismological network,

selecting earthquakes with RMS<0.5, ERH<10 and ERZ<10, while earthquakes with fixed depth at 5, 10 and 20 km from the HYPO algorithm, were excluded.

The data concerning the existence of geothermal fields in Lesbos Island derived from papers or reports published by IGME or PPC (Papastamatakis 1972, Simeakis & Someritis 1982, Minatidi et al. 1992) and are mainly related to the geothermal fields of Stipsi (NW Lesbos), Kaloni (central Lesbos), Argenos (east of Stipsi) and Polihnitos (south and central Lesbos).

The remote sensing data used are: A LANDSAT 5 TM satellite image (dated 20/08/1989, path: 181, row: 0.33), where the following major steps of a satellite image processing applied being: 1) restoration of the image and 2) image enhancement.

Image restoration consists of a wide spectrum of operations, including the geometric corrections. Correction of the image coordinates was based on the method of Ground Control Points (ERDAS IMAGINE 8.6). These points where recognized on the satellite image and were correlated with the respective points of a geographical orientated map, which depicts the particular area. Then a 3rd degree transformation and the nearest point method were implemented, aiming to the resampling of the pixels of the satellite image (Sabins, 1997).

Image enhancement includes the following steps: A) Contrast Stretching. For the contrast stretching of the satellite image we used histogram correction techniques. At this particular study we implemented the simple linear method with 2% saturation point. B) Principal Components Analysis. Principal components analysis is an image transformation technique that aims to the conversion of highly related data to non – related data. Principal component analysis was applied to the 6 of the 7 images (except for the thermal band) and 6 components – images were derived. The component – image 1 was chosen for further process because it provides information concerning the topography of the area and that is because it is composed by the equal contribution of all the initial spectral bands. Therefore, component – image 1 doesn't have particular spectral information but it provides information about the topography. C) Filters. In order to increase the territorial frequency, high pass filters were implemented to some segments of the satellite image. Due to their ability to appoint boundaries between homogeneous pixel groups, filters were used for the edge enhancement. These boundaries could coincide with the hydrographic network of the area, the boundaries of different land use, different geological formations or tectonic structures (Sabins, 1997). Comparing the territorial enhancement of component – image 1 after the trial implementation of several high pass filters, it was concluded that only three of those filters were satisfyingly appointing the linear elements of the region without distorting the initial satellite image. The filters that were finally selected are: 1) A 3x3 Left Diagonal Edge, 2) A 3x3 Right Diagonal Edge and 3) A 5x5 Edge Enhance (ERDAS IMAGINE 8.6).

7 COMMON POSSIBLE FAULT ZONES OBTAINED FROM THE SATELLITE IMAGE PROCESSING

All possible fault structures of Lesbos Island, as they were obtained after processing component – image 1, since 3x3 Left Diagonal Edge, 3x3 Right Diagonal Edge and 5x5 Edge Enhance filters were implemented (ERDAS IMAGINE 8.6), are depicted in figure 1. Observations at the western part of the island show that NE – SW and NW – SE structures prevail. At the north and central part of the island the structures that prevail have an E – W and NNE – SSW trend. At the eastern part of the island, dominating structures have NE – SW trends, nevertheless structures crossing the above mentioned faults were observed. Finally, at the southeast part of the island all the above-mentioned structures are observed. It is important to notice that particular lineaments that are depicted on this image are digitized on more than one satellite images, which derived from filter implementations. As it was expected, possible fault structures with NW – SE trends were obtained from 3x3 Left Diagonal Edge filtering, while those with NE – SW trends were obtained from 3x3 Right Diagonal Edge and 5x5 Edge Enhance filtering.

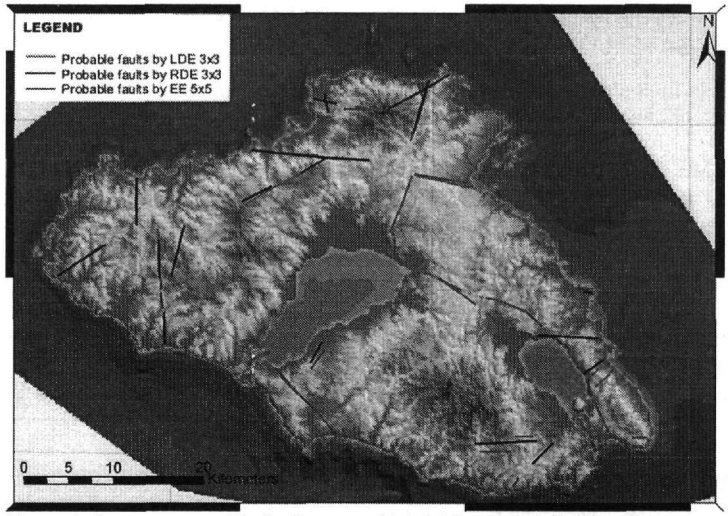


Figure 1. Common possible fault zones obtained from image processing.

8 COMMON POSSIBLE FAULT ZONES OBTAINED FROM THE SATELLITE IMAGE PROCESSING AND HILLSHADE MAPS

Two hillshade maps with 45° and 315° azimuth and solar elevation 45° were used, besides satellite images, in order to map possible fault structures. The above azimuths were selected based on the available tectonic data (Katsikatsos et al., 1982) as well as a number of preliminary tests at various azimuths. Hillshade maps were created and projected on the grid of the area, for elevating and digitizing possible fault elements. Acquisition time of the satellite image is not the most suitable in order to recognize faults due to the high sun elevation. The problem is minimized due to the intense anaglyph of the island. Correlation of the fault structures that were obtained with the above processing was the next step. Figure 2 presents common fault structures that were obtained from satellite images and hillshade maps.

Fault structures with prevailing N – S general trends are displayed in figure 2. At the central and eastern part of Lesbos Island prevailing structures have E – W trends, while NW – SE trends also appear.

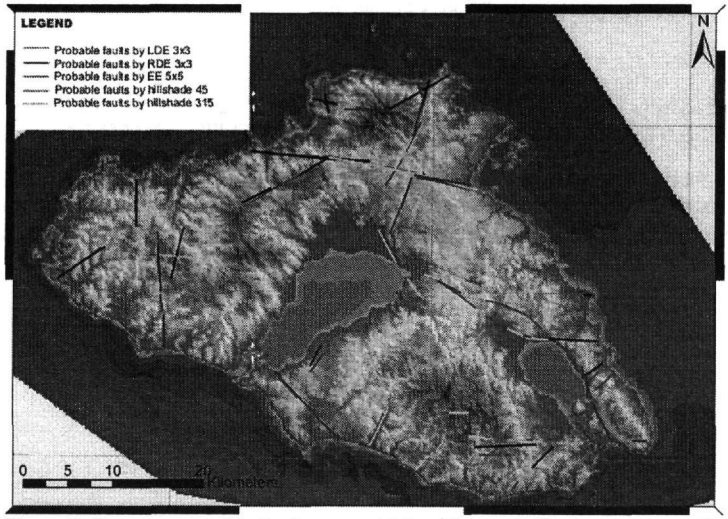


Figure 2. Common possible fault zones obtained from satellite image processing and hillshade maps.

9 CORRELATION OF ETHIGME FAULTS WITH THE POSSIBLE FAULT ZONES OBTAINED FROM THE SATELLITE IMAGE PROCESSING AND HILLSHADE MAPS

In the next step the possible fault structures, obtained as described above, were compared and correlated to the tectonic fabric of Lesbos Island as obtained from the geological maps of ETHIGME (Fig. 3).

A small number of ETHIGME faults coincide with those that were obtained from the hillshade maps and the satellite image, as displayed in figure 3. In general, the possible faults that coincide with the ETHIGME faults, have NW – SE and E – W trends, while at the southeastern part of the island faults with NNE – SSW trends are also observed. At the southwestern part of the island a possible fault, obtained from hillshade map (azimuth 315°), coincides with the south part of the island's great thrust.

The fact that a considerable number of possible faults does not coincide with any of the ETHIGME mapped faults, is partly justified by the geological regime, especially in areas covered by ignimbrites or by rocks affected by hydrothermal activity, since these formations do not provide insight on information related to linear elements, as they appear relatively smooth on satellite images.

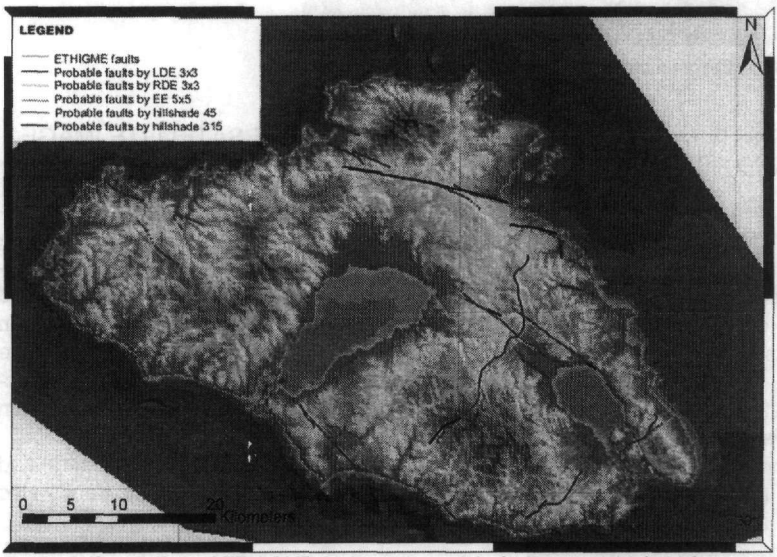


Figure 3. Correlation of ETHIGME faults and possible fault zones obtained from satellite image processing and hillshade maps.

10 CORRELATION OF SEISMIC EPICENTERS WITH THE POSSIBLE FAULT ZONES OBTAINED FROM THE SATELLITE IMAGE PROCESSING AND HILLSHADE MAPS

In order to verify the detection of the above mentioned possible faults, results which were obtained from satellite image processing and hillshade maps were correlated with seismological data from Lesbos Island. No prominent correlation can be observed between specific epicenter clusters and corresponding possible fault structures, which were obtained as described above. Nevertheless a significant concentration of fault structures is associated with a large number of seismic epicenters (Fig. 4).

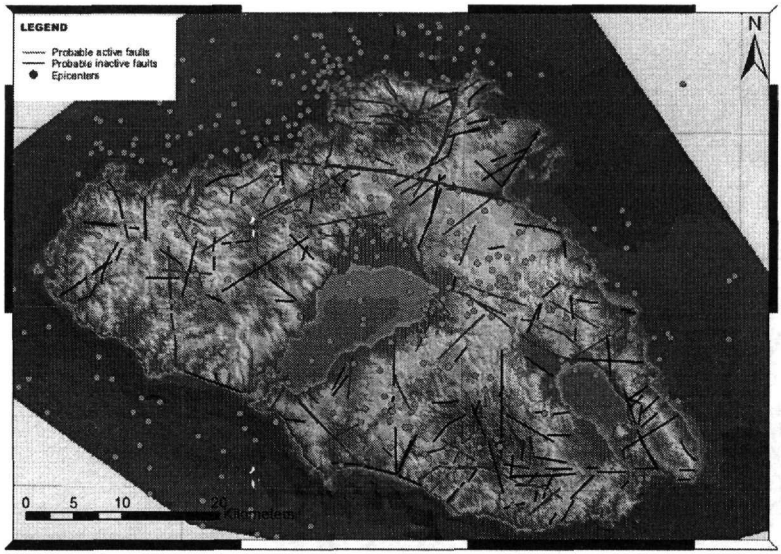


Figure 4. Correlation of seismic epicenters with possible fault zones obtained from satellite image processing and hillshade maps.

11 CORRELATION OF HOT AND COLD SPRINGS WITH THE POSSIBLE FAULT ZONES OBTAINED FROM THE SATELLITE IMAGE PROCESSING AND HILLSHADE MAPS

The association of surface manifestations of hot and cold springs with the existence of faults is evidenced by correlation between spring locations, as these are depicted on the geological and topographic maps of the area and possible fault structures, as these were obtained after the processing of the satellite image and the hillshade maps.

In order for the springs to be considered strong evidence of the existence of faults, they should be located on the surface manifestation of these faults. Yet, there are numerous springs that appear along the directions of the faults, but are located at their extension, a fact that could be attributed to inaccuracies either during the mapping of springs or during the digitizing of possible faults.

As it is shown in figure 5, most possible fault structures derived from the hillshade maps or from satellite image, with small exception, fulfill the above requirements. This may not be regarded as immediate proof of the existence of these fault structures, however it is a strong indication, requiring further investigation.

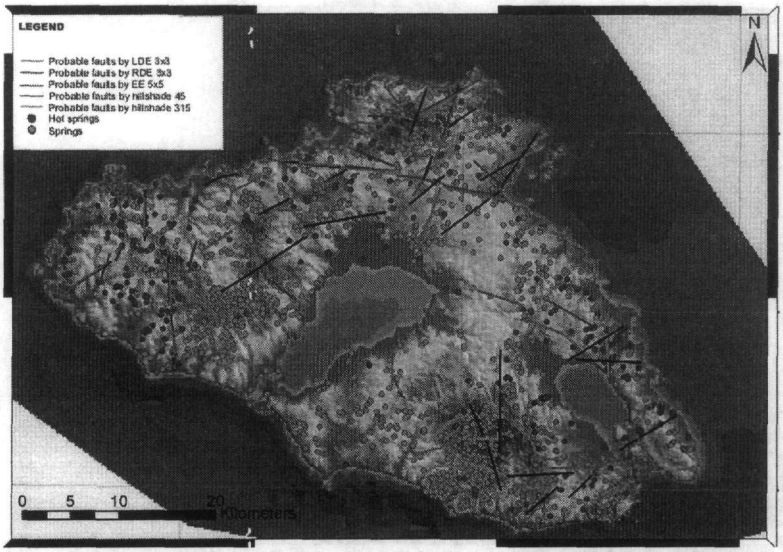


Figure 5. Correlation of springs with possible fault zones obtained from satellite image processing and hillshade maps.

12 SEISMOTECTONICS AND GEOTHERMY

Data and information that resulted from primary data processing, such as the thermogram (IDRISI 3.2), the tectonic fabric, hillshade maps, seismic epicenters, regions of sparse and dense vegetation (which were derived from the normalized differentiate index using the landsat data), hot springs (Geological maps of Greece, ETHIGME) and geothermal fields (Minatidi et al., 1992), were introduced into a Geographical Information System (ARCGis 8.0) in the form of layers and descriptive attribute tables, in order to correlate the seismotectonic regime of Lesbos Island with geothermy.

The geothermal field of Stipsi (1) is located at the northwest part of Lesbos. As shown on figure 6a, a significant number of faults cross this particular geothermal field. These faults derive from ETHIGME maps but also from the satellite image and the hillshade maps. The major fault zone with E – W trend that crosses the central part of the Stipsi geothermal field, appears to be a significant feature in the sense that this structure is detected in all filtered satellite images and in both hillshade maps. Moreover it is very likely that this structure represents the western extension of one of the IGME mapped faults (Geological map of Greece, ETHIGME 1972). The rest of the possible fault structures that cross this geothermal field have E – W and NNE – SSW trends.

The geothermal field of Kalloni (2) is located at the central part of the island (Fig. 6a). There are no faults depicted in this particular area in the maps of IGME. However there were a few structures obtained from the hillshade maps and the 5x5 Edge Enhance filtered satellite image. These fault structures have NW – SE and NNE – SSW trends respectively. Within the area of this field a number of epicenters is observed. These epicenters show a linear distribution parallel to the north and south boundaries of the field. Geothermic activity is expressed by the presence of hot springs.

The geothermal field of Argenos (3) is located east of the Stipsi geothermal field (Fig. 6a). This field is crossed by the extension of the above mentioned fault structure, with E – W trend, that crosses the geothermal field of Stipsi. There are fault structures with NE – SW, NW – SE and NNE – SSW trends, obtained from the filtered satellite images and the hillshade maps.

The above three geothermal fields are located in areas of high seismic activity levels and a significant number of hot springs.

The geothermal field of Polihnitos (4) is located at the south, central part of the island (Fig. 6b). This field is crossed by faults with NW – SE trend, derived from the ETHIGME maps and the 3x3 Left Detection Edge and 3x3 Right Detection Edge filtered satellite images. These two filtered satellite images also show possible fault structures with NNE – SSW trend. In contrast to the three geo-

thermal fields described previously, the Polihnitos field is characterized by limited seismic activity and lack of hot springs.

The thermogram of relative temperatures shows that the regions where the geothermal fields are located develop high relative temperatures as expected.

As far as these high temperature regions are concerned, some of them present a satisfying coincidence with the geothermal fields mentioned above, while some others show no coincidence with them.

More specifically polygon (A), shown on figure 6a, represents an area of high relative temperatures that overlays a large part of the geothermal fields of Stipsi, Kalloni and Argenos, although some parts of this area do not coincide any of these fields. Hot springs are observed in the area nevertheless areas not covered by any of the geothermal fields receive a large amount of solar radiation and are characterized by limited vegetation. This could be a feasible explanation for high relative temperatures appearance.

Data concerning region of high relative temperatures (B) are quite limited. As shown in figure 7, there are no fault structures crossing the area. In addition, neither hot springs nor any seismic activity is observed. However, limited vegetation (Fig. 6a) favors high temperatures, despite the fact that exposure of this particular area to solar radiation appears to be limited.

Region (C) with high relative temperatures (Fig. 6a) coincides with a region of geothermic interest called Mistegna. Despite the fact that there is no fault crossing this area according to ETHIGME maps, there is a possible fault obtained from the hillshade map (azimuth 45°), located at the western boundary of the area. The thermogram in figure 6 does not depict any hot water flowing towards the sea. The aspect map shows that high temperatures observed in the particular area do not result from solar radiation. It should also be mentioned that this particular field is characterized by limited vegetation and total absence of hot springs.

Region of high relative temperatures (D) overlaps a small area of the geothermal field of Polihnitos. In figure 6b we observe that the southwest part of this area is crossed by possible faults with the same trend as the ones that cross the geothermal field of Polihnitos, while the north part of the area is crossed by possible faults with NE – SW and NNE – SSW trends. An interesting point is the fact that Agios Ioannis area, a geothermic interest region (Simeakis & Someritis 1982), is contained within region (D). A significant part of this particular region is not exposed directly to solar radiation, as observed on the aspect map, therefore high relative temperatures may not be attributed to solar radiation.

Available information about the tectonic fabric of regions (E) and (F) (Fig. 6b) of high relative temperatures is insufficient due to the presence of alterated volcanic rocks. No correlation between seismic activity in the area and geothermic activity can be established because of the lack of information concerning the propagation of S–waves. Presence of hot springs suggests geothermic activity however these regions are characterized by limited vegetation and according to the aspect map are highly exposed to solar radiation.

At the northwestern part of Lesbos Island the thermogram indicates another area of high relative temperatures (G) (Fig. 6a). Nevertheless neither maps by ETHIGME, nor satellite images and hillshade maps provide any information about fault structures in the area. The slope aspect map shows that a significant part of the area is exposed to solar radiation, which, in combination to limited vegetation may account for high relative temperatures.

All previously mentioned areas are characterized by the presence of seismic epicenters, however epicenter concentration cannot be safely correlated with the geothermic potential of Lesbos island due to lack of information concerning S-waves propagation.

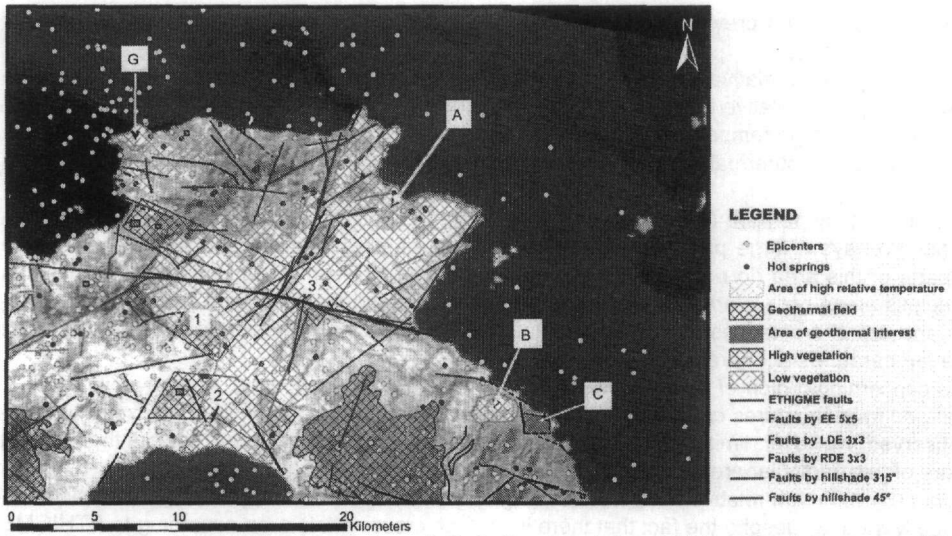


Figure 6a. Areas of high relative temperatures A, B, C, G and geothermal fields of Stipsi, Argenos and Kalloni.

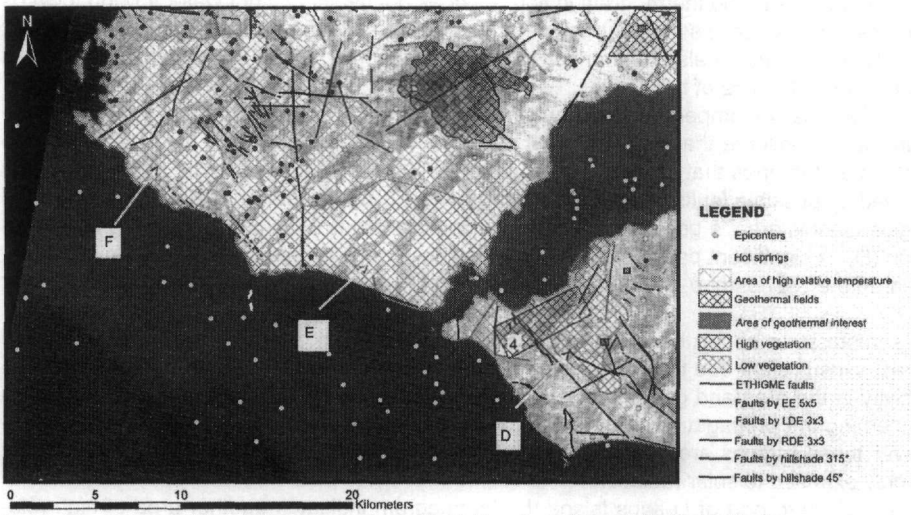


Figure 6b. Areas of high relative temperatures D, E, F and geothermal field of Polihnitos.

13 CONCLUSIONS

The development of a Geographical Information System for the island of Lesbos provided better insight into the interaction between tectonics, seismicity and geothermal activity of the island.

Combined processing based on generated DEMs and satellite images resulted to the detection of probable faults characterized by E – W, NE – SW and NW – SE trends which in many cases are parallel to the coastline, as referred by Katsikatsos et al. (1982).

As far as the seismicity of Lesbos is concerned, part of the epicenter distribution could be correlated to geothermal activity, as epicenter concentrations coincide with geothermal field areas. Nonetheless, further information, such as propagation properties of transverse seismic waves, would contribute to the correlation of seismicity and geothermal activity. Additionally, tectonic activity on Lesbos Island is also established by epicenter concentrations in areas of high fault density, which are not correlated to geothermal fields.

Furthermore, the Geographical Information System provided a detailed visualization of geothermal activity in the investigated area. Data supporting this activity are the detection of high relative temperatures in the thermogram and the existence of hot springs. Secondary indications of geothermal activity can also be derived from detected faults and epicenters located in areas of low vegetation index.

Apart from the known geothermal fields, areas of possible geothermal interest were observed based on the high relative temperatures in the thermogram. Hot springs, faults and seismic epicenters are facts that confirm the above interpretation. In some cases the correlation of the thermogram's high temperatures to geothermal activity is uncertain and can be attributed to morphology and relative surface aspect in relation to sun exposure.

Uncertainties related to the above hypotheses can only be reduced or minimized by further research based on fieldwork observations, while additional data can be imported into the GIS database system continuously improving the effectiveness of the system.

REFERENCES

Delibasis, N.D., and Voulgaris, N.S., 1989. Microseismic and seismotectonic study of the island of Lesbos, *Proceedings of the Fourth International Seminar on the Results of the EC Geothermal Energy Research and Demonstration, Florence, 27-30 April 1989*, Kluwer Academic Publishers, 474-481.

ETHIGME, 1972. *Geological map of Greece 1: 50,000, Sheet Plomari – Mitilini.*

ETHIGME, 1973. *Geological map of Greece 1: 50,000, Sheet Ayia Paraskevi.*

ETHIGME, 1974. *Geological map of Greece 1: 50,000, Sheet Mithimna*

ETHIGME, 1974. *Geological map of Greece 1: 50,000, Sheet Polihnitos.*

ETHIGME, 1975. *Geological map of Greece 1: 50,000, Sheet Eresos.*

Fytikas, M., 1986. *Final conclusions regarding the geothermal research in Lesbos (on account of PPC)*, IGME (in Greek).

HAGS, 1972. *Topographic map of Greece 1:50,000, Sheet Ayia Paraskevi.*

HAGS, 1972. *Topographic map of Greece 1:50,000, Sheet Eresos.*

HAGS, 1972. *Topographic map of Greece 1:50,000, Sheet Mithimna.*

HAGS, 1972. *Topographic map of Greece 1:50,000, Sheet Mitilini.*

HAGS, 1972. *Topographic map of Greece 1:50,000, Sheet Plomari.*

HAGS, 1972. *Topographic map of Greece 1:50,000, Sheet Polihnitos.*

Katsikatsos, G., Mataragas, D., Migiros, G., and Triandafillou, E., 1982. Geological study of Lesbos island, *Special Report*, IGME.

Makropoulos, K.C., Drakopoulos, J., and Latoussakis, J., 1989. A revised earthquake catalogue since 1987, *Geophys. J. Int.*, 98, 391-394.

Migiros, G.P., 1992: *Introduction to the geology of Lesvos island,* 5th Meeting of IGCP Project 276. Chios - Lesvos. Athens Greece, May 25 – 31, 1992.

Minatidi, D.G., Pipili, I., and Kouri, D., 1992. *Summary report on fieldtrip to Lesbos island in the framework of geothermal energy exploitation*, IGME (in Greek).

Papazachos, B., and Papazachou, K., 1997. *The earthquakes of Greece*, Thessaloniki, Zitis Publications.

Papastamatakis, A., 1972. *Hot springs of Polihnitos, Lesbos Island*, IGME (in Greek).

SABINS F.F., 1997. Remote Sensing: Principles and Interpretation, *W.H. Freeman and Company, p. 495, New York.*

Simeakis, and Someritis, 1982. Geothermal research of Lesbos Island: Microtectonics – Neotectonics, IGME (in Greek).

Φυσική Γεωγραφία, Ωκεανογραφία

Physical Geography, Oceanography

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΗ ΑΠΟΤΥΠΩΣΗ ΤΟΥ ΠΥΘΜΕΝΑ ΤΗΣ ΛΙΜΝΟΘΑΛΑΣΣΑΣ ΤΟΥ ΜΕΣΟΛΛΟΓΓΙΟΥ ΜΕ ΤΗΝ ΧΡΗΣΗ ΓΣΠ ΚΑΙ ΔΙΑΣΤΗΜΙΚΩΝ ΦΩΤΟΓΡΑΦΙΩΝ

Αλμπανάκης Κ. [1], Βουβαλίδης Κ. [1], Κομματά Π. [1], Σπανού Σ. [1] και Ψιλοβίκος Αρ. [2]

[1] *Τομέας Φυσικής και Περιβαλλοντικής Γεωγραφίας, Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ. 546 21 Θεσσαλονίκη, albanaki@geo.auth.gr, vouval@geo.auth.gr*

[2] *Τμήμα Γεωπονίας, Ζωικής Παραγωγής και Υδάτινου Περιβάλλοντος, Πανεπιστήμιο Θεσσαλίας.*

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η λιμνοθάλασσα του Μεσολογγίου αποτελεί έναν από τους σημαντικότερους υγροβιότοπους της Ελλάδας με εξαιρετικά μεγάλη οικολογική σημασία. Από γεωμορφολογική άποψη η παράκτια αβαθής ζώνη της λιμνοθάλασσας αποτελεί την μεσοδελταϊκή περιοχή μεταξύ δύο μεγάλων ποταμών της Δυτικής Ελλάδας. Του Αχελώου στα δυτικά και του Ευήνου στα ανατολικά. Η τροφοδοσία της σε υλικά γίνεται τόσο από την πλευρά της θάλασσας, εξαιτίας της κυματικής δράσης, με την διευθέτηση των φερτών υλών των ποταμών, όσο και εσωτερικά από ένα δίκτυο μικρών χειμάρρων που εκβάλουν σ' αυτή. Τα πολύ μικρά βάθη της που συνεχώς μεταβάλλονται, καθώς και οι έντονες ανθρωπογενείς επεμβάσεις σ' αυτήν, δημιούργησαν την ανάγκη μιας νέας μορφολογικής αποτύπωσης της λιμνοθάλασσας. Η αποτύπωση αυτή συμπληρώνει ή ακόμα και διορθώνει την προϋπάρχουσα αποτύπωση της Γ.Υ.Σ. Αντικειμενικές δυσκολίες όπως η ύπαρξη μικρών βαθών και η αδυναμία πρόσβασης με πλωτό μέσο σε πολλά σημεία της, εξαιτίας της οριοθέτησης ελεγχόμενων περιοχών αλιείας (διβάρια), καθιστούν εξαιρετικά δύσκολη την αποτύπωση της μορφολογίας της με επί τόπου μετρήσεις.

Έτσι για την μορφολογική αποτύπωσή της χρησιμοποιήθηκε μια δορυφορική φωτογραφία που διατίθεται δωρεάν στο διαδίκτυο από την NASA, η οποία αφού διορθώθηκε γεωμετρικά, επεξεργάστικε φασματικά. Οι χρωματικοί τόνοι συγκεκριμένων θέσεων με γνωστό βάθος, οδήγησαν στη χρωματική ταξινόμηση όλων των εικονοστοιχείων της εικόνας με αποτέλεσμα την δημιουργία φασματικών ενοτήτων. Κάθε μία από αυτές αντιστοιχεί σε περιοχές με συγκεκριμένο εύρος διακύμανσης του βάθους τους. Με το τρόπο αυτό επιτεύχθηκε η μορφολογική ταξινόμηση του πυθμένα της λιμνοθάλασσας, παράλληλα όμως αποτυπώθηκαν και όλες οι νέες ανθρωπογενείς επεμβάσεις (νέα αναχώματα, εκβαθύνσεις κλπ) από μία σχετικά πρόσφατη φωτογραφία. Η λεπτομερής αυτή μορφολογική ταξινόμηση των βαθών του πυθμένα της λιμνοθάλασσας οδήγησε επίσης στον προσδιορισμό των ρυθμών ανανέωσης του νερού της για γνωστές παλιρροιακές και μετεωρολογικές μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η λιμνοθάλασσα Μεσολογγίου είναι η μεγαλύτερη αβαθής λιμνοθαλάσσα της Ελλάδας και αποτελεί έναν υγροβιότοπο σημαντικής σπουδαιότητας και διεθνούς ενδιαφέροντος. Για τον λόγο αυτό έχει υπαχθεί στις προστατευόμενες από την σύμβαση του Ραμσάρ περιοχές. Η λιμνοθάλασσα πριν από 30 περίπου χρόνια, προτού υπαχθεί στις προστατευόμενες περιοχές, υπέστη μια σειρά από σημαντικές ανθρωπογενείς επεμβάσεις, που μετέβαλαν τα φυσικά της χαρακτηριστικά. Σήμερα, όπως και στο παρελθόν χρησιμοποιείται σαν φυσικό ιχθυοτροφείο και αποτελεί, μετά την γεωργία, το σημαντικότερο παράγοντα πρωτογενούς παραγωγής στην περιοχή.

Η εξαιρετικά αβαθής και εκτεταμένη ανάπτυξη της λιμνοθάλασσας διακόπτεται από τους φραγμούς των ιχθυοτροφείων που περιορίζουν τις περιοχές εκτροφής των ψαριών και οριοθετούν τις ζώνες επιρροής μεταξύ των διαφόρων αλιευτικών συνεταιρισμών. Η κατάσταση αυτή κάνει την χαρτογράφηση με πλωτό μέσο εξαιρετικά δύσκολη έως αδύνατη σε αρκετές θέσεις, με αποτέλεσμα να μην υπάρχουν αξιόπιστοι και ενημερωμένοι χάρτες της λιμνοθάλασσας.

Ο σκοπός της εργασίας είναι διπλός:

1. Να δοκιμαστεί μία τεχνική που να μπορεί να αποτυπώσει πρόσφατες μεταβολές από διαστημικές φωτογραφίες επανδρωμένων πτήσεων της NASA που διατίθενται δωρεάν, με την χρήση κοινών προγραμμάτων ψηφιακής ανάλυσης φωτογραφιών.

2. Να δημιουργηθεί ένας ψηφιακός χάρτης κατανομής των βαθών της λιμνοθάλασσας σε GIS, και να υπολογιστούν οι μεταβολές του όγκου της κατά την πλημμυρίδα και την άμπωτη, στην σύγχρονη μορφή της, με τους περιορισμούς που δημιουργούν τα αναχώματα.

2 ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

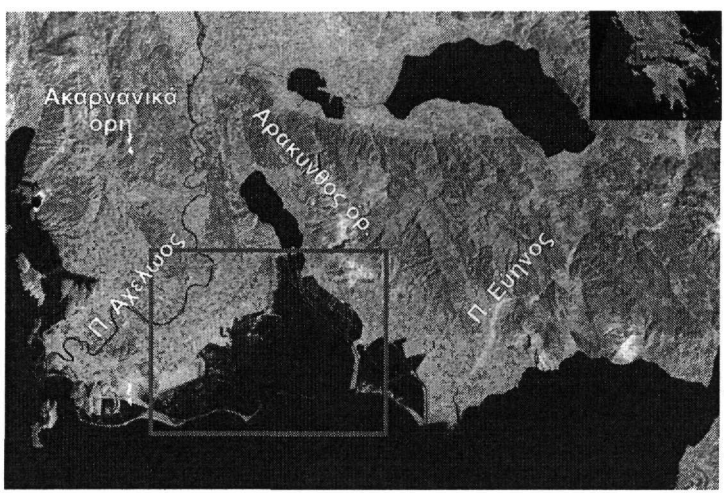
Η λιμνοθάλασσα του Μεσολογγίου βρίσκεται στο ΒΔ άκρο του Πατραϊκού κόλπου, έχει σχήμα ισοσκελούς τριγώνου με την βάση του σε διεύθυνση Α-Δ. Καταλαμβάνει μια χαμηλή περιοχή νοτίως των Ακαρνανικών ορέων και του Αράκυνθου, μεταξύ των δελταϊκών προσχώσεων των ποταμών Αχελώου, στα δυτικά και Εύηνου, στα ανατολικά (Σχ. 1).

Πρόκειται για μία αβαθή και πλατιά λιμνοθάλασσα, η οποία προς βορρά, μέσω ενός στενού και ρηχού στομίου, επικοινωνεί με μία άλλη μικρότερη αλλά βαθύτερη λιμνοθάλασσα, αυτή του Αιτωλικού. Προς το νότο οριοθετείται από μια σειρά λουρονησίδες που επιτρέπουν μια περιορισμένη επικοινωνία με τον Πατραϊκό κόλπο.

Η λιμνοθάλασσα έχει δεχθεί σημαντικές ανθρωπογενείς επεμβάσεις με τις οποίες περιορίστηκαν δραστικά οι ελώδεις περιοχές στην περιφέρειά της με την κατασκευή αναχωμάτων, αποκόπηκαν οι φυσικές απορροές γλυκών νερών και σε αντιστάθμισμα οδηγήθηκαν μέσα στην λιμνοθάλασσα οι απορροές των αποστραγγιστικών καναλιών. Σήμερα η λιμνοθάλασσα είναι αποκλεισμένη από την γύρω χαμηλή χερσαία περιοχή με τεχνητά αναχώματα.

Στην ανατολική πλευρά της λιμνοθάλασσας έχει κατασκευαστεί δίαυλος από την πόλη του Μεσολογγίου ως την λιμνοθάλασσα του Αιτωλικού. Ο δίαυλος αρχικά είχε σχεδιαστεί να έχει βάθος ικανό για να πλέουν μικρά σκάφη, στη συνέχεια όμως προσχώθηκε σημαντικά. Μέσα στο δίαυλο δύο αποστραγγιστικά αντλιοστάσια Β1 και Β3 παροχετεύουν γλυκό νερό από αποστραγγίσεις αρδευόμενης γεωργικής γης καθώς επίσης ρίχνονται τα απόβλητα του βιολογικού καθαρισμού του Αιτωλικού.

Τα τελευταία 30 – 40 χρόνια κατασκευάστηκαν τρία φράγματα-ταμιευτήρες νερού στην κοίτη ροής της ορεινής λεκάνης του Αχελώου, συγκεκριμένα στις θέσεις Καστράκι, Κρεμαστά και Στράτος, για τη λειτουργία ομώνυμων υδροηλεκτρικών σταθμών της Δ.Ε.Η. Επίσης το τμήμα της κοίτης Αχελώου στον Πατραϊκό στην θέση Παλαιοπόταμος έχει αποκοπεί και η μόνη πλέον κοίτη είναι δυτικά του λόφου Κοτσιλάρης στο Ιόνιο.



Σχήμα 1. Η περιοχή μελέτης της λιμνοθάλασσας Μεσολογγίου σε ψευδοέγχρωμη δορυφορική εικόνα LANSAT της δεκαετίας του 1990 .(Βλέπε έγχρωμο ψηφιακό αρχείο πρακτικών). για χρήση ως χάρτης (NASA, 2003).

Εξαιτίας αυτών των ανθρώπινων επεμβάσεων έχει περιοριστεί η ποσότητα του νερού αλλά πολύ περισσότερο η ποσότητα των φερτών υλικών που μεταφέρονται στις εκβολές.

Αποτέλεσμα της μειωμένης ποσότητας υλικών, αλλά και η αδρανοποίηση της εκβολής του στον Πατραϊκό είναι η εξασθένησή των λουρονησίδων και η διάβρωσή τους από την κυματική δράση. Σήμερα οι λουρονησίδες διατηρούνται με γιατί ενισχύθηκαν με λιθοριπή και ομοιάζουν περισσότερο με τεχνητά αναχώματα .

3 ΥΛΙΚΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ

Η εξαγωγή βυθομετρικών δεδομένων με την χρήση αεροφωτογραφιών και δορυφορικών εικόνων αποτελεί μια μεθοδολογία που έχει χρησιμοποιηθεί σε πολλές περιπτώσεις (Cracknell & Ibrahim 1988, Roberts & Anderson. 1999, Tripathi & Rao 2002). Όσο το βάθος του πυθμένα μεγαλώνει τόσο η ανακλώμενη από τον πυθμένα ακτινοβολία μειώνεται. Η απουσία αιωρούμενων υλικών και η υψηλή ανακλαστικότητα των υλικών του πυθμένα (Yoshino & Yoshitani 1988) αποτελούν σημαντικές προϋποθέσεις για τον ακριβή προσδιορισμό βαθών με μεθόδους τηλεπισκόπησης. Σύμφωνα με τον Campbell (1996) η ηλιακή ακτινοβολία μπορεί να καταγράψει χαρακτηριστικά κάτω από το νερό μέχρι το βάθος των 20 μέτρων περίπου για διαυγή νερά. Αυτό το βάθος 'διείσδυσης' ελαττώνεται σημαντικά στην περίπτωση ύπαρξης αιωρούμενου φορτίου και είναι συνάρτηση τόσο της φασματικής ζώνης, όσο και των χαρακτηριστικών των αιωρούμενων σωματιδίων (Albanakis 1985, 1990).

Στην περίπτωση της περιοχής μελέτης μας, η λιμνοθάλασσα του Μεσολογγίου έχει μικρά βάθη (έως 2 m), ο πυθμένας της αποτελείται από ποτάμιες άμμους που διευθετήθηκαν με την παράκτια κυματική δράση και η προσφορά αιωρούμενων υλικών από τους πλευρικούς χειμάρρους έχει περιοριστεί στο ελάχιστο, εξαιτίας τις διευθέτησής τους και της παρουσίας περιμετρικών αναχωμάτων. Αποτελεί λοιπόν από πλευράς μεθοδολογίας ιδανική περιοχή για την εξαγωγή βυθομετρικών δεδομένων με την χρήση μεθόδων τηλεπισκόπησης.

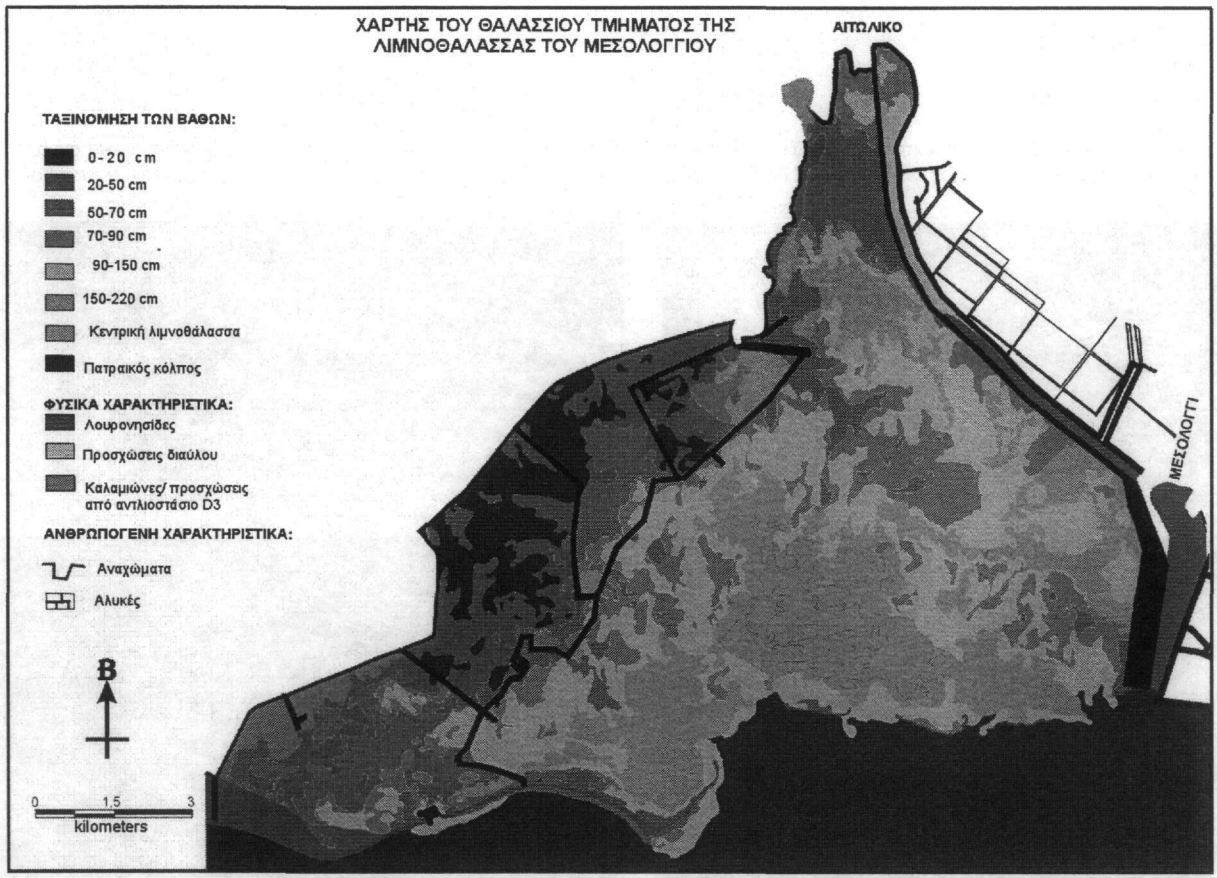
Η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε αποτελεί συνδυασμό γνώσεων πεδίου από προηγούμενη ερευνητική δραστηριότητα στην περιοχή (Αλμπανάκης et al., 1995), από πληροφορίες από το σύστημα REMOS συνεχούς παρακολούθησης της λιμνοθάλασσας (Ψιλοβίκος et al., 2000) και μίας πρόσφατης διαστημικής φωτογραφίας (με συμβατική φωτογραφική. μηχανή από επανδρωμένες πτήσεις της NASA) που απεικονίζει την λιμνοθάλασσα.

Η ψηφιακή διαστημική φωτογραφία η οποία διατίθεται δωρεάν από τον δικτυακό τόπο της NASA, έχει χαρακτηριστικά STS104-710-72_3 και ημερομηνία 23/07/2001. Η μορφή του αρχείου που διατίθεται είναι JPEG. Η ψηφιακή αυτή φωτογραφία επεξεργάστηκε και διορθώθηκε γεωμετρικά με το λογισμικό επεξεργασίας φωτογραφιών Photoshop. Η επεξεργασία έγινε ως εξής: Κατ αρχήν αποκόπηκε από την συνολική δορυφορική φωτογραφία το τμήμα που περιείχε μόνο την περιοχή μελέτης. Στην συνέχεια εισήχθησαν δύο επίπεδα στο Photoshop όπου το ένα ήταν η δορυφορική φωτογραφία και το άλλο ένας ψηφιοποιημένος από σαρωτή (scanner) χάρτης 1:50000 της ΓΥΣ. Το επίπεδο της δορυφορικής εικόνας μετατράπηκε σε ημιδιαφανές έτσι ώστε να φαίνεται από κάτω σαν υπόβαθρο ο τοπογραφικός χάρτης. Η περιοχή έχει αρκετά σταθερά γραμμικά χαρακτηριστικά που επιτρέπουν την χειροκίνητη παραμόρφωση της δορυφορικής φωτογραφίας ώσπου να συμπέσει με τον χάρτη. Στην φάση αυτή έχει επιτευχθεί γεωμετρική διόρθωση, η οποία όμως δεν έχει σχέση με την ειτιστημονική προσέγγιση της γεωμετρικής διόρθωσης των ψηφιακών δορυφορικών εικόνων και αυτό γιατί το πρωτογενές υλικό είναι φιλμ και όχι σαρωτής. . Η διορθωμένη φωτογραφία εξάγεται σαν ανεξάρτητο αρχείο χωρίς ημιδιαφανή χαρακτηριστικά για περαιτέρω χρωματική επεξεργασία. Στην συνέχεια σκιάστηκε η ξηρά με χειροκίνητο τρόπο γιατί δεν διατίθεται υπέρυθρο στις φωτογραφίες αυτές. Σε περιοχές με γνωστά βάθη επιλέχθηκε ένα pixel και με το εργαλείο "Replace Color" βρέθηκαν τα συγγενή του χρώματα σε όλη την εικόνα, τα οποία και αποτελούν μια χρωματική ενότητα. Σε όλη τη χρωματική ενότητα αντικαταστάθηκε το χρώμα της με χρώμα της επιλογής μας, ώστε να ξεχωρίζει για να μπορεί να χαρτογραφηθεί (Σχ. 2). Η διαδικασία μοιάζει με την "επιβλεπόμενη ταξινόμηση" (supervised classification) στα πακέτα ανάλυσης δορυφορικών εικόνων. Τελικά από την επεξεργασία της φωτογραφίας δημιουργήθηκε μια εικόνα με διάφορα συγκεκριμένα χρώματα-κώδικες βαθών (τάξεις). Η διορθωμένη γεωμετρικά και κωδικοποιημένη χρωματικά φωτογραφία εισήχθηκε στο λογισμικό Mapinfo 6.0 και ταυτοποιήθηκε γεωγραφικά (georegerence) χρησιμοποιώντας συντεταγμένες Γ.Μ. και Γ.Π. σε αναγνωρίσιμα σημεία.

Στην συνέχεια αποτέλεσε το χαρτογραφικό υπόβαθρο για την δημιουργία μιας βάσης γεωγραφικών δεδομένων οργανωμένων σε επίπεδα που αφορούν την μορφολογική ταξινόμηση των βαθών και των ανθρωπογενών παρεμβάσεων.



Σχήμα 2. Αριστερά, η διορθωμένη γεωμετρικά δορυφορική φωτογραφία και δεξιά, η ίδια φωτογραφία όπου pixels γνωστό βάθος νερού σε συγκεκριμένες θέσεις ταξινομήθηκαν με ε νιαίο χρωματικό τόνο με άλλα pixels τα οποία είχαν συγγενή απόχρωση στην αρχική φωτογραφία.(Βλέπε έγχρωμο ψηφιακό αρχείο πρακτικών).



Σχήμα 3. Χάρτης του θαλάσσιου τμήματος της Λιμνοθάλασσας Μεσολογγίου με ταξινόμηση των βαθών και απεικόνιση φυσικών ανθρωπογενών χαρακτηριστικών της λιμνοθάλασσας. .(Βλέπε έγχρωμο ψηφιακό αρχείο πρακτικών).

Η λεπτομερής αυτή μορφολογική αποτύπωση του πυθμένα της λιμνοθάλασσας στο λογισμικό ΓΣΠ (GIS) οδήγησε στον υπολογισμό αριθμητικών στοιχείων, όπως η ταξινόμηση των βαθών ανά επιφάνεια, ο υπολογισμός του όγκου του νερού της Λ/Θ αλλά και ο υπολογισμός του όγκου για διάφορα επίπεδα της στάθμης της θάλασσας εξαιτίας της παλίρροιας και των μετεωρολογικών μεταβολών.

4 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

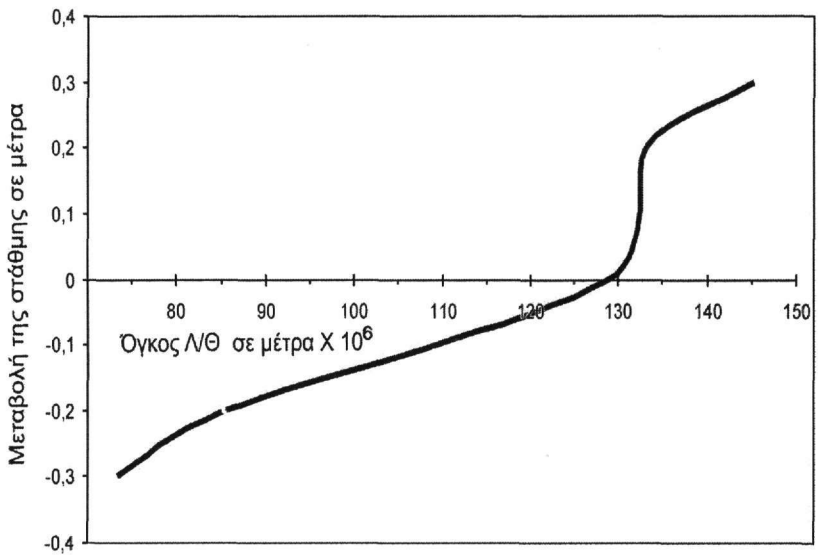
Τα αποτελέσματα της εργασίας είναι ο χάρτης (Σχ. 3) του θαλάσσιου τμήματος της λιμνοθάλασσας, όπου φαίνονται τα φυσικά μορφολογικά χαρακτηριστικά, οι ανθρωπογενείς επεμβάσεις με τα αναχώματα και τα βάθη ταξινομημένα με χρωματικούς κώδικες.

Στον Πίνακα 1 φαίνεται ο όγκος της λιμνοθάλασσας και η απόλυτη και ποσοστιαία μεταβολή του για άνοδο και πτώση της στάθμης της θάλασσας. Η γραφική παράσταση της μεταβολής της στάθμης και του όγκου φαίνονται στο σχήμα 4.

Πίνακας 1. Συνολικός όγκος και μεταβολές του όγκου της λιμνοθάλασσας για άνοδο και πτώση της στάθμης της θάλασσας κατά 20 και 30 εκατοστά.

Ογκος για άνοδο στάθμης 0.3m	$V_{+0,3}$ (m^3)	145187175
Ογκος για άνοδο στάθμης 0.2m	$V_{+0,2}$ (m^3)	133212975
	Συνολικός όγκος Vo (m^3)	128680950
Ογκος για πτώση στάθμης 0.2m	$V_{-0,2}$ (m^3)	85316175
Ογκος για πτώση στάθμης 0.3m	$V_{-0,3}$ (m^3)	73341975

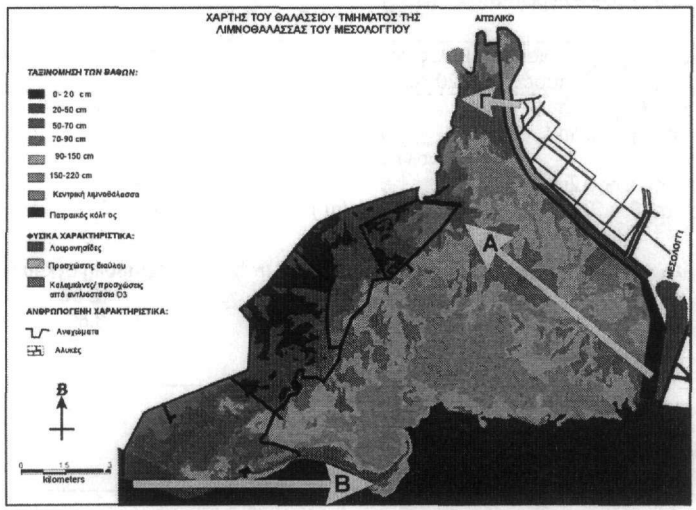
Μεταβολή στάθμης	Μεταβολή όγκου, ΔV (m^3)	Μεταβολή όγκου %
0.3	16506225	12.82
0.2	4532025	3.52
-0.2	43364775	33.7
-0.3	55338975	43



Σχήμα 4. Γραφική αναπαράσταση της καμπύλης μεταβολής στάθμης – όγκου της λιμνοθάλασσας.

5 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Με βάση τα μορφολογικά χαρακτηριστικά του πυθμένα μπορούμε να διακρίνουμε τρεις αβαθείς ζώνες (Σχ. 5) οι οποίες σήμερα είναι ανενεργές και διέρχονται από επάνω τους αναχώματα: Α) Η πρώτη αρχίζει από το ΝΑ άκρο της λιμνοθάλασσας και με διεύθυνση ΒΔ διασχίζει το κέντρο της λιμνοθάλασσας. Φαίνεται να είναι υπολειμματική μορφή κυματογενούς παράκτιας δελταϊκής στερεομεταφοράς από την εκβολή του Εύηνου πριν τον περιορισμό της λιμνοθάλασσας από νότο με τις λουρονησίδες οι οποίες περιορίζουν την κυματική δράση.Β) Η δεύτερη ξεκινά από το ΝΔ άκρο με διεύθυνση προς Α, δημιουργεί τις σημερινές λουρονησίδες και οριοθετεί την λιμνοθάλασσα από Ν. Οφείλεται στην εκβολή του Αχελώου όταν αυτός εξέβαλλε στην θέση Παλαιοπόταμος και Γ) Μια τρίτη στα Β της λιμνοθάλασσας στην είσοδο του δίαυλου του Αιτωλικού που οφείλεται σε εκβολή τοπικού πλευρικού χειμάρρου και περιορίζει την διατομή επικοινωνίας της Λ/Θ Μεσολογγίου με την Λ/Θ Αιτωλικού. Ο όγκος της Λ/Θ είναι 128,681x10^6 m^3. Αυξάνεται κατά 3,52 % για αύξηση της στάθμης κατά 20cm, αλλά ελαττώνεται κατά 33,70 % για ελάττωση της στάθμης κατά 20cm.



Σχήμα 5. Οι θέσεις των τριών αβαθών ζωνών που διασχίζουν την Λ/Θ του Μεσολογγίου.

Αυτό συμβαίνει γιατί η Λ/Θ έχει περιοριστεί με αναχώματα και η αύξηση της στάθμης δεν συνεπάγεται και αύξηση της επιφάνειας. Αντίθετα στην πτώση της στάθμης της θάλασσας αποκαλύπτονται περιοχές του πυθμένα και ελαττώνεται η επιφάνεια της Λ/Θ. Από αυτό μπορούμε να συμπεράνουμε ότι ο ημερήσιος ρυθμός ανανέωσης της Λ/Θ εξαιτίας της παλίρροιας είναι κατά πολύ μεγαλύτερος κατά την διάρκεια βαρομετρικών υψηλών που κρατούν χαμηλά την μέση ημερήσια στάθμη παρά κατά την διάρκεια βαρομετρικών χαμηλών και νότιων ανέμων. Το διαδοχικό πέρασμα βαρομετρικών μεταβολών (+/- 20cm) ανανεώνει το 50% περίπου του νερού της Λ/Θ. Το νούμερο αυτό θα ήταν πολύ μεγαλύτερο αν δεν είχαν γίνει τα αναχώματα.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Αλμπανάκης, Κ., Ψιλοβίκος, Α., Βουβαλίδης, Κ., Παλικαρίδης, Χ., 1995. Η ευξεινική λεκάνη του Αιτωλικού σε σχέση με τη λιμνοθάλασσα του Μεσολογγίου. Πρακτικά 4ου Πανελλήνιου Γεωγραφικού Συνεδρίου, Αθήνα, 12-14 Οκτωβρίου. 27-41.

Αλμπανάκης Κ., Ψιλοβίκος Α., 2000, Διακυμάνσεις της αλατότητας στην λιμνοθάλασσα της Θολής, Μεσολογγίου. 6° Πανελλήνιο Συμπόσιο Ωκεανογραφίας & Αλιείας, Χίος, Μάιος

ΓΥΣ. Χάρτης κλίμακας 1:50.000 Φύλλο Μεσολόγγιον

ΓΥΣ. Χάρτης κλίμακας 1:50.000 Φύλλο Εχινάδες

Ψιλοβίκος Α., Αλμπανάκης Κ., Κοσματόπουλος Κ., Σουβατζόγλου Γ. & Νεοφώτιστος Π., 2000. Διαχείριση λειτουργίας σταθμών μέτρησης περιβαλλοντικών παραμέτρων στην π εριοχή της λιμνοθάλασσας Μεσολογγίου – Αιτωλικού. Πρακτικά 9ου Πανελλήνιου Συνεδρίου Ιχθυολόγων. Μεσολόγγι 20-23 Ιανουαρ. 201-204

Albanakis, K., 1985, *Monitoring of Suspended Sediment Concentration using Optical Methods and Remote Sensing.* Ph.D. Thesis, University of Nottingham, U.K.

Albanakis, K., 1990, *Testing of a model for the simulation of the volume reflectance of water due to suspended sediment under controlled conditions, for various sediment types.* International Journal of Remote Sensing, vol. 11, no. 9, 1533-1547.

Campbell, J. B., 1996, *Introduction to Remote Sensing*, 2nd edn (New York: The Guilford Press).

Cracknell, A. P., and Ibrahim, M., 1988, Bathymetry studies on the coastal waters (Red Sea) of Jeddah, Saudi Arabia, using shuttle MOMS-01 data. *International Journal of Remote Sensing*, **9**, 1161–1165.

NASA 2003. zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/mrsid.pl

Roberts, A. C. B., and Anderson, J. M., 1999: Shallow water bathymetry using integrated airborne multi-spectral remote sensing. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 20, no. 3, 497-510.

Tripathi, N. K. and Rao, A. M., 2002, Bathymetric mapping in Kakinada Bay, India, using IRS-1D LISS-III data. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 23, no. 6, 1013–1025.

Yoshino, F., and Yoshitani, J., 1988, Water depth estimation based on attenuation and bottom reflectance. *Proceedings of the Ninth Asian Conference on Remote Sensing, Bangkok, T hailand* (Asian Association of Remote Sensing, University of Tokyo, Japan), pp. F-9-1–F-9-8.

ABSTRACT

MORPHOLOGICAL MAPPING OF THE BOTTOM OF MESOLOGGI LAGOON WITH THE USE OF ASTRONAUT PHOTOGRAPHY AND GIS

Albanakis K.[1], Vouvalidis K.[1], Komata P.[1], Spanou S [1] and Psilovikos Ar. [2]

[1] *Department of Physical and Environmental Geography, School of Geolofy, Aristotle University of Thessaloniki, 546 21, Thessaloniki, albanaki@geo.auth.gr, vouval@geo.auth.gr,*

[2] *Department of Agriculture, Animal Production and Marine Environment, School of Agricultural Sciences, University of Thessaly, Argonauton & Filellinvon 38 221 Volos, psiloviko@apae.uth.gr*

Mesologi lagoon is a large and shallow environment with intense fish farming applications and the consequent enclosing of very large areas with fish fences and nets, which make field mapping almost impossible. Anthropogenic influence is eminent and a recent and updated morphological map was necessary. A mapping technique is presented based on the use of astronaut photography that is distributed freely by the Internet site of NASA. The digital photograph was geometrically corrected, visually, as semi transparent layer over a scanned map image by the use of PHOTOSHOP software. The areas of known depth were used to classify the depths of the lagoon with the PHOTOSHOP tool "replace color". An image therefore was produce with the depths classified as solid colors. This image was used as base map in MAPINFO, to produce a digital map in GIS environment, where all anthropogenic influence and depths (as depth ranges) are exist as separate layers and reveal the morphological background of the lagoon. The GIS map was used to calculate the water volume of the lagoon and the changes of the volume, as the sea level fluctuates with the tide. The depth-volume diagram was created and shows that during low water (-30cm) the volume is reduced by 43%, in contrast an increase of only 12% when sea level become 30cm higher. This is the result of the construction of peripheral embankments that restricts extension of the lagoon in high water. The implication of this situation is that the water renewal is restricted when sea level is kept high by a barometric low or an onshore wind, in contrast to very good renewal time when sea level is kept low by a barometric high.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

ΦΥΣΙΚΟΓΕΩΓΡΑΦΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ ΤΗΣ ΠΑΡΑΚΤΙΑΣ ΖΩΝΗΣ ΤΗΣ ΒΟΡΕΙΟΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΡΟΔΟΥ

Βερυκίου-Παπασπυριδάκου Ε., Μπαθρέλλος Γ. και Σκυλοδήμου Χ.
Τομέας Γεωγραφίας-Κλιματολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Ε.Κ.Π.Α.157 84 Αθήνα, gbath@senate.uoa.gr, hskilodimou@euof.uoa.gr

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η Ρόδος είναι το μεγαλύτερο σε έκταση νησί των Δωδεκανήσων και παρουσιάζει σημαντικό γεωλογικό ενδιαφέρον, αφού αποτελεί το ανατολικό όριο του νησιωτικού τόξου του Αιγαίου.

Στην παρούσα εργασία μελετήθηκαν τα φυσικογεωγραφικά χαρακτηριστικά της παράκτιας περιοχής της ΒΑ Ρόδου. Συγκεκριμένα ερευνήθηκαν οι κυριότερες γεωμορφές που εμφανίζονται στην περιοχή και γίνεται μία ταξινόμηση των ακτών με βάση τη μορφολογία τους και τους λιθολογικούς σχηματισμούς. Επίσης καταγράφονται οι κυριότερες ανθρωπογενείς επεμβάσεις, οι οποίες έχουν επηρεάσει τη μορφολογία των ακτών.

Οι γεωλογικοί σχηματισμοί που απαντούν στη περιοχή μελέτης είναι: Μεσοζωϊκοί ασβεστόλιθοι, Ολιγοκαινικός Φλύσχης, Πλειο-Πλειστοκαινικές μάργες και ασβεσταρενίτες και τέλος Ολοκαινικές αποθέσεις.

Οι ακτές που αναπτύσσονται στους ασβεστόλιθους είναι κατά κύριο λόγο απότομες και παρουσιάζουν κρημνούς. Επίσης διακρίνονται κατοπτρικές επιφάνειες ρηγμάτων, ενδεικτικές των έντονων τεκτονικών κινήσεων καθώς και γραμμές ακτών, οι οποίες αντιστοιχούν σε παλαιότερες στάθμες θάλασσας. Οι ακτές που δημιουργούνται στον φλύσχη παρουσιάζουν κυρίως μεγάλες κλίσεις. Οι ακτές που αναπτύσσονται σε μάργες και ασβεσταρενίτες παρουσιάζουν ποικίλες μορφολογικές κλίσεις, με αποτέλεσμα να εμφανίζονται ακτές με μεγάλη κλίση και κρημνούς, αλλά και ακτές με μέση κλίση, οι οποίες χαρακτηρίζονται από μικρό υψομετρικό ανάγλυφο. Οι ακτές που αναπτύσσονται σε αλλουβιακές αποθέσεις είναι κατά κύριο λόγο ομαλές και κατά μήκος τους αναπτύσσονται οι σημαντικότεροι αιγιαλοί. Χαρακτηρίζονται από διάφορες γεωμορφές, όπως παράκτιες θίνες, ενώ η ανθρώπινη παρέμβαση είναι έντονη κατά μήκος τους.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η Ρόδος είναι το μεγαλύτερο σε έκταση νησί των Δωδεκανήσων και το πλέον απομακρυσμένο από την ηπειρωτική Ελλάδα. Παρουσιάζει σημαντικό γεωλογικό ενδιαφέρον αφού αποτελεί το ανατολικό όριο του νησιωτικού τόξου του Αιγαίου, το οποίο εκτείνεται από την Πελοπόννησο ως τη Μικρά Ασία συμπεριλαμβάνοντας επίσης τα νησιά Κύθηρα – Αντικύθυρα – Κρήτη – Κάσο - Κάρπαθο και συνδέει τις Ελληνίδες με τις Ταυρίδες οροσειρές.

Συνίσταται κυρίως από Μεσοζωικούς και Τριτογενείς σχηματισμούς, πτυχωμένους και ρηγματωμένους κατά τη διάρκεια της Αλπικής ορογένεσης (Aubouin & Dercourt 1970, Mutti et al. 1970, Meulenkamp et al. 1972, Angelier 1977, 1979, Harbury 1988). Οι Πλειο-πλειστοκαινικοί σχηματισμοί επικάθονται στους προηγούμενους σχηματισμούς (Mutti et al. 1970, Meulenkamp et al. 1972, Meulenkamp 1985, Hanken, et al. 1996).

Το σχήμα του νησιού και γενικότερα η μορφολογία του οφείλεται κατά κύριο λόγο στον νεοτεκτονισμό, ο οποίος έδρασε κατά το Αν. Νεογενές και κυρίως κατά το Τεταρτογενές και αντιπροσωπεύεται από την παρουσία ρηξιγενών ζωνών, επιμέρους ρηγμάτων, καθώς και από τις κατακόρυφες κινήσεις των διαφόρων ρηξιτεμαχών (blocks) (Angelier 1977, 1979, Dewey et al. 1986, Mercier et al. 1989, Pirazzoli et al. 1982, 1985, 1989). Σημαντικό επίσης ρόλο έχει διαδραματίσει η διάβρωση στους σχηματισμούς διαφορετικής λιθολογικής σύστασης.

Σκοπός της παρούσας εργασίας είναι η μελέτη των φυσιογραφικών χαρακτηριστικών της παράκτιας περιοχής της ΒΑ Ρόδου (Σχ.1). Ερευνώνται οι κυριότερες γεωμορφές που εμφανίζονται στην



Σχήμα 1. Η περιοχή μελέτης.

περιοχή και γίνεται μια ταξινόμηση των ακτών με βάση τη μορφολογία τους και τους λιθολογικούς σχηματισμούς. Επίσης καταγράφονται οι κυριότερες ανθρωπογενείς επεμβάσεις που έχουν επιδράσει στην μορφολογία των ακτών.

Στην μελέτη της γεωτεκτονικής δομής και της μορφολογίας της νήσου χρησιμοποιήθηκαν ο γεωλογικός χάρτης της Ρόδου από τους Mutti et al. (1970), όπως επίσης τα φύλλα Ρόδος και Αρχάγγελος, κλίμακας 1:50.0000 των τοπογραφικών χαρτών της Γ.Υ.Σ. (1972). Επίσης ελήφθησαν υπόψη τα ανεμολογικά στοιχεία της ΕΜΥ για την περιοχή.

Για τις ακτές που αναπτύσσονται σε κάθε σχηματισμό έχει συνταχθεί ξεχωριστός χάρτης που περιγράφει ομαδοποιημένους λιθολογικά όμοιους σχηματισμούς και τους τύπους των ακτών.

2 ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ

Οι γεωλογικοί σχηματισμοί που απαντούν στη περιοχή μελέτης σύμφωνα με τους Mutti et al. (1970) είναι οι Μεσοζωϊκοί ασβεστόλιθοι, που περιλαμβάνονται στην ενότητα Λίνδου, τον ασβεστόλιθο Σάλακου (Ομάδα Αρχαγγέλου) και τον πυριτικό ασβεστόλιθο Ελαφόκαμπου (Ομάδα Προφήτη Ηλία), ο Ολιγοκαινικός Φλύσχης (Μέλος Λαέρμα) οι Πλειο-Πλειστοκαινικές μάργες, άμμοι, χάλικες και ασβεσταρενίτες και τέλος σύγχρονες προσχώσεις και θαλάσσιες αποθέσεις.

3 ΦΥΣΙΚΟΓΕΩΓΡΑΦΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ

Η γενική διεύθυνση του επιμήκη άξονα που συνδέει τις κεντρικές κορυφογραμές του νησιού είναι ΝΔ-ΒΑ και συμπίπτει περίπου με την διεύθυνση του κυρίου υδροκρίτη, χωρίζοντας το υδρογραφικό δίκτυο σε ανατολικό και δυτικό.

Η περιοχή μελέτης αποτελεί τμήμα της ανατολικής λεκάνης απορροής του νησιού. Στην περιοχή αυτή παρουσιάζεται η μεγαλύτερη κατά μήκος ανάπτυξη του υδρογραφικού δικτύου, το οποίο είναι δενδριτικής μορφής. Η μορφή του υδρογραφικού δικτύου σχετίζεται άμεσα και με τη λιθολογία της λεκάνης απορροής. Έτσι στους μαλακούς σχηματισμούς τα υδάτινα ρεύματα παρουσιάζουν μεγαλύτερη ανάπτυξη και μεγαλύτερο μήκος, ενώ στα σκληρά πετρώματα σημαντικό ρόλο διαδραματίζουν οι διευθύνσεις των ρηγμάτων και των διακλάσεων (Goedicke1977).

Οι επικρατέστερες διευθύνσεις των υδάτινων ρευμάτων είναι κυρίως από ΒΔ προς ΝΑ και από Δ προς Α. Οι κύριοι κλάδοι είναι σχεδόν κάθετοι προς τις ακτές για αρκετή απόσταση από τις εκβολές τους και προς το εσωτερικό. Η ηπειρωτική κρηπίδα στις ΒΑ ακτές του νησιού κατανέμεται από υποθαλάσσιες κοιλάδες οι οποίες αποτελούν συνέχεια των αντίστοιχων χερσαίων κοιλάδων των κύριων υδάτινων ρευμάτων (Goedicke1977).

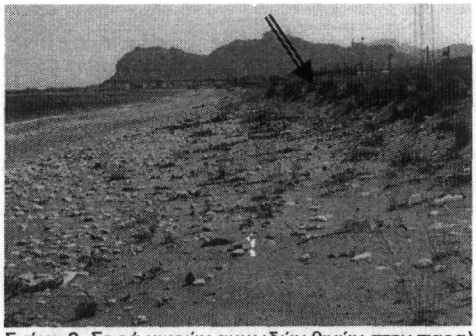
Οι μορφολογικές κλίσεις δεν είναι ομοιόμορφα κατανεμημένες σε όλη την έκταση της ανατολικής λεκάνης του νησιού. Η έντονη κατά βάθος διάβρωση αποτελεί το κυριότερο χαρακτηριστικό των υδάτινων ρευμάτων και δηλώνει την ταχύτατη κατακόρυφη κίνηση των τεκτονικών τεμαχών του νησιού, κατά το πρόσφατο γεωλογικό παρελθόν μέχρι και τους ιστορικούς χρόνους.

Στο βορειοανατολικό τμήμα της παράκτιας ζώνης στους μαργαϊκούς σχηματισμούς παρατηρείται αστάθεια των κλιτυών. Η αστάθεια αυτή εκδηλούται συνήθως με τη μορφή ερπυσμών, καταπτώσεων και κατολισθήσεων, και είναι αποτέλεσμα τόσο των φυσικών παραγόντων (λιθολογία, έντονες βροχοπτώσεις, σεισμοί) όσο και της ανεξέλεγκτης επέμβασης του ανθρώπου.

Κατά μήκος των ανατολικών ακτών της νήσου Ρόδου ζώνες χαμηλών κλίσεων αναπτύσσονται σε Πλειο-Πλειστοκαινικές και σύγχρονες αποθέσεις, ενώ το πέτρωμα που επικρατεί στις ζώνες υ-

ψηλών κλίσεων είναι ο ασβεστόλιθος. Οι μεγάλες κλίσεις που παρατηρούνται στα Μεσοζωικά ασβεστολιθικά τεμάχη πιθανόν να οφείλονται σε νεοτεκτονικές κινήσεις. Επομένως, η μορφολογική κλίση κατά μήκος της ανατολικής παράκτιας ζώνης της νήσου Ρόδου είναι πρόσφατη και διαμορφώνεται συνεχώς, λόγω αστάθειας ολόκληρης της περιοχής (Zamani et al. 1979).

Στις ακτές της ΒΑ Ρόδου παρατηρούνται διάφορες γεωμορφές όπως παράκτιες θίνες και ψηφιδοπαγείς αιγιαλοί (beachrocks). Συγκεκριμένα, παράκτιες θίνες εμφανίζονται στον όρμο Αφάντου, στον μυχό του όρμου Τσικίνι και στην Αγία Αγάθη. Στον όρμο του Αφάντου κατά μήκος της παραλίας με λεπτόκκοκο υλικό εμφανίζονται μικρές θίνες όπως διακρίνεται στο σχήμα 2. Οι θίνες αυτές, παλαιότερα πριν την εκτεταμένη ανθρωπογενή επέμβαση, πιθανόν να συνεχιζόταν σε αρκετή απόσταση εσωτερικότερα, αφού υπάρχουν ίχνη υπολειμματικών μορφών τους, απομακρυσμένες από την παραλία. Οι σύγχρονες θίνες έχουν την ίδια διεύθυνση με τις παλαιότερες και απαντούν κατά ομάδες και γενικά έχουν μικρή ανάπτυξη λόγω της μικρής παροχής υλικού.



Σχήμα 2. Σειρά μικρών αμμωδών θινών στην παραλία της Αφάντου.

Στην περιοχή της Τσαμπίκας, στο μυχό του όρμου Τσικίνι όπου η παραλία είναι αμμώδης παρατηρείται ένα σύστημα παράκτιων θινών. Οι πλέον ανεπτυγμένες είναι καλυμμένες από πλούσια βλάστηση και απαντούν στο νότιο τμήμα της παραλίας. Η παρουσία των θινών μαρτυρεί ότι στην περιοχή επικρατούν οι κατάλληλες συνθήκες για τη δημιουργία τους. Σημαντικό επίσης είναι ότι η ακτή προελαύνει και η θάλασσα υποχωρεί αφήνοντας στη δράση του ανέμου συνεχώς νέες ποσότητες άμμου. Το γεγονός αυτό οφείλεται κατά πάσα πιθανότητα στις ανοδικές κινήσεις της περιοχής και υποδεικνύεται από την παρουσία στο χέρσο τμήμα της παραλίας μεγάλων ασβεστολιθικών βράχων με εμφανή στο περίγραμμά τους μια παλιά ακτογραμμή.

Ψηφιδοπαγείς αιγιαλοί (beachrocks) εμφανίζονται στην απόκρημνη νότια ακτή του Λαδικού (Σχ.3). Παρουσιάζουν ιδιαίτερο ενδιαφέρον επειδή εμφανίζονται τόσο στην επιφάνεια της θάλασσας, αλλά και 1 μ. περίπου πάνω από αυτή.



Σχήμα 3. Εμφάνιση ψηφιδοπαγών αιγιαλών στην περιοχή Λαδικού.

Οι ψηφιδοπαγείς αιγιαλοί περικλείουν θραύσματα αγγείων τα οποία έχουν χρονολογηθεί από τους Ελληνιστικούς έως και τους πρώτους Βυζαντινούς χρόνους (3-4 μ.Χ. αιώνας). Το συνδετικό υλικό τους είναι κυρίως μαργαϊκό (Δερμιτζάκης & Θεοδωρόπουλος 1975).

Χαρακτηριστική είναι η μορφή της άποψης του ακρωτηρίου των Μύλων, το οποίο παρουσιάζει μεταβαλλόμενο σχήμα και αποτελεί ένα προσχωματικό βέλος (spit). Ο σχηματισμός του είναι αποτέλεσμα δύο κυρίως παράκτιων μετακινήσεων, οι οποίες οφείλονται σε δύο διαφορετικούς επικρατούντες κυματισμούς διαφορετικών εποχών. Η βορειοδυτική του πλευρά επηρεάζεται από βόρειους και βορειοδυτικούς ανέμους, οι οποίοι δρουν το καλοκαίρι, ενώ το χειμώνα έχουν μικρότερη ένταση ενώ στην νοτιοανατολική πλευρά οι συνθήκες είναι αντίστροφες. Γενικότερα οι ακτές της περιοχής μελέτης επηρεάζεται από βόρειους μέχρι και νότιους ανέμους, ιδιαίτερα δε νοτιοανατολικούς που το χειμώνα είναι ισχυροί και συχνά θυελλώδεις.

4 ΛΙΘΟΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ ΤΩΝ ΑΚΤΩΝ

Οι ανατολικές ακτές παρουσιάζουν πολυσχιδή οριζόντιο διαμελισμό, με εναλλαγές υψηλών δύσβατων και απόκρημνων ακτών ή με βραχώδεις ακτές και αιγιαλούς, οι οποίοι αναπτύσσονται στους μυχούς κλειστών και ανοικτών όρμων. Γενικά οι ακτές ανάλογα με τις κλίσεις, που παρουσιάζουν, μπορούν να διακριθούν σε τρεις κατηγορίες:α) σε ακτές ομαλές με ευθύγραμμη μορφολογία και μικρές κλίσεις (0–10%),β) σε ακτές μέση κλίση μέχρι απόκρημνες (10–30%) και γ) σε ακτές με μεγάλη κλίση ή κρημνοί (> 30%).

4.1 Ακτές σε ασβεστόλιθους

Οι ακτές αυτές χαρακτηρίζονται κυρίως από μεγάλες μορφολογικές κλίσεις, όπως φαίνεται στο σχήμα 4. Σχηματίζουν ακρωτήρια και χαρακτηρίζονται από έντονο ανάγλυφο με υποτυπώδη ή καθόλου ανάπτυξη αιγιαλών. Οι ακτές αυτές συγκεντρώνουν υψηλά ποσά κυματικής ενέργειας, με αποτέλεσμα σε συνδυασμό με τη λιθολογία τους (ευδιαλυτότητα, τεκτονική καταπόνηση ασβεστολίθων) να διευκολύνεται r, διαβρωτική δράση της θάλασσας. Παρατηρείται κατά μήκος τους έντονος οριζόντιος διαμελισμός, με μικρές χερσονήσους, νησίδες από ορμίσκους, χαρακτηριστικές γεωμορφές θαλάσσιας διάβρωσης, κρημνούς, σπήλαια, θαλάσσιες στήλες. Επίσης, διακρίνονται κατοπτρικές επιφάνειες ρηγμάτων, ενδεικτικές των έντονων τεκτονικών κινήσεων, καθώς και γραμμές ακτών, οι οποίες αντιστοιχούν σε παλαιότερες στάθμες θάλασσας.

Οι απόκρημνες ακτές ξεκινούν από την επαφή του ασβεστόλιθου με τον υπερκείμενο μαργαϊκό σχηματισμό νοτιοανατολικά των Πεύκων και δια μέσου του Ακρωτηρίου Γκίνας, φθάνουν στη νότια πλευρά του όρμου Αγίου Νικολάου, όπου ένα ρήγμα φέρνει σε επαφή τον ασβεστόλιθο με τις μάργες. Από το ακρωτήριο Σουμάνι μέχρι τον όρμο του Αγίου Παύλου απαντώνται ασβεστολιθικές ακτές με υψηλούς κρημνούς, ενώ το βάθος της θάλασσας είναι μεγάλο. Χαρακτηριστική είναι η ακτή στον όρμο του Αγίου Παύλου, η οποία είναι αποτέλεσμα της ρηξιγενούς τεκτονικής, ενώ παρατηρούνται παλαιές ακτογραμμές.

Η ακτή που ακολουθεί εκτείνεται από το βόρειο τμήμα του όρμου του Αγίου Παύλου έως το νότιο τμήμα της Λίνδου. Όπως διακρίνεται στη φωτογραφία του σχήματος 5, κατά μήκος αυτής της ακτής παρατηρούνται υψηλοί κρημνοί με κάθετο μέτωπο οι οποίοι κατέρχονται απ ευθείας σε μεγάλα βάθη. Το πέτρωμα είναι κατακερματισμένο και καρστικοποιημένο, ενώ η κυματική ενέργεια που δέχεται είναι έντονη. Εξαιτίας της μηχανικής δράσης του κυματισμού έχουν δημιουργηθεί θαλάσσια σπήλαια και τοξοειδείς σχηματισμοί.

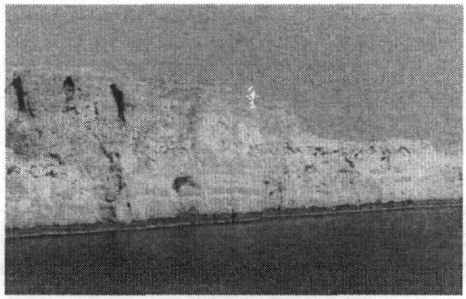
Η ύπαρξη γραμμών παλαιοακτών είναι εμφανής και φθάνουν μέχρι το ύψος των 2,5 μέτρων. Σύμφωνα με τους Pirazzoli et al. (1982), η εμφάνιση των παλαιο-ακτών πιστοποιεί την πολύ πρόσφατη ανύψωση της περιοχής.

Μετά τη Λίνδο η ασβεστολιθική απόκρημνη ακτή συνεχίζεται στον Αγ. Αιμιλιανό με την ίδια μορφολογία. Εκεί υπέρκειται των ασβεστόλιθων ο μαργαϊκός σχηματισμός, ο οποίος κατέρχεται κατά τόπους στη θάλασσα σχηματίζοντας κρημνούς.

Ακτές με μεγάλες κλίσεις απαντούν στη συνέχεια από το ακρωτήριο Ομβριακής έως τον όρμο Κλεισούρας, στο ακρωτήρι Αρχάγγελος, καθώς και στο νότιο κέρας του Αρχαγγέλου, στα Στεγνά όπου συναντάμε κρημνούς και πολλές καταπτώσεις όγκων. Από το σημείο αυτό και μετά, ασβεστολιθικές ακτές εμφανίζονται στο Ακρωτήρι Ξυριακή, βόρεια του όρμου Τσικίνι και στο ακρωτήριο Βάγια, με μεγάλες μορφολογικές κλίσεις, θαλάσσιες στήλες και παλαιές ακτογραμμές σε όλο το μήκος τους. Τέλος απόκρημνες ακτές αναπτύσσονται βόρεια του όρμου Αφάντου, στον όρμο του Λαδικού και στο ακρωτήριο Βόδι. Στο μεγαλύτερο τμήμα των ακτών αυτών παρατηρούνται θαλάσσια σπήλαια και παλαιές ακτογραμμές.

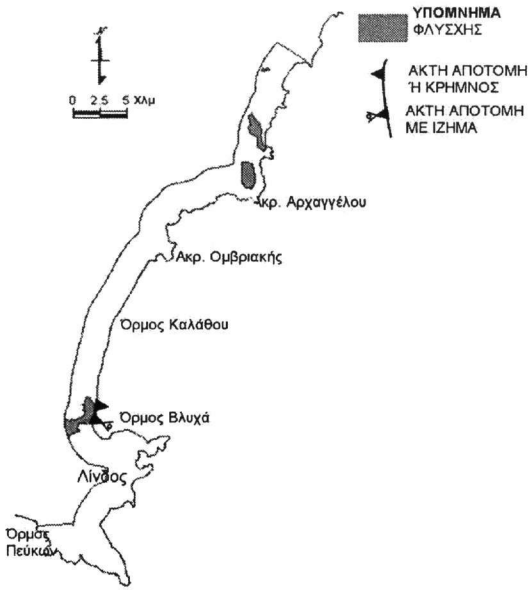


Σχήμα 4. Λιθομορφολογικός χάρτης ακτών σε ασβεστόλιθους.


Σχήμα 5. Απότομη ακτή νότια της Λίνδου.

4.2 Ακτές σε φλύσχη

Σε ένα μοναδικό τμήμα των βορειοανατολικών ακτών της νήσου Ρόδου, παρατηρείται αυτό το είδος της ακτής, ανάμεσα από τις παραλίες των όρμων Βλυχών και Καλάθου. Η ακτή παρουσιάζει μεγάλη μορφολογική κλίση (Σχ. 6). Σημαντική επίδραση έχει η λιθολογία του φλύσχη στη μορφολογία της ακτής. Ο φλύσχης αποτελείται από υλικό ποικίλης σύστασης με διαφορετική αντοχή στη θαλάσσια διάβρωση, με αποτέλεσμα το ανθεκτικότερο υλικό να παραμένει, ενώ το ασθενέστερο να υποχωρεί. Έτσι σχηματίζονται κρημνοί, οι οποίοι έχουν μικρότερο ύψος από εκείνους των ασβεστολιθικών ακτών, ενώ στη βάση τους εμφανίζονται παραλίες με χονδρόκοκκο υλικό και συσσωρεύσεις ογκολίθων προερχόμενων από καταπτώσεις (Σχ. 7). Χαρακτηριστική είναι επίσης, η απουσία σπηλαιωδών μορφών και παλαιών ακτογραμμών.



Σχήμα 6. Λιθομορφολογικός χάρτης ακτών σε φλύσχη.


Σχήμα 7. Απότομη ακτή σε φλύσχη.

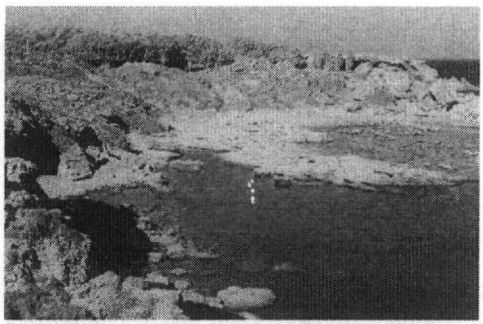
4.3 Ακτές σε μάργες και ασβεσταρενίτες

Οι ακτές που αναπτύσσονται σε αυτούς τους σχηματισμούς παρουσιάζουν ποικίλες μορφολογικές κλίσεις, με αποτέλεσμα να εμφανίζονται ακτές με μεγάλη κλίση και κρημνούς, αλλά και ακτές με μέση κλίση, οι οποίες χαρακτηρίζονται από μικρό υψομετρικό ανάγλυφο (Σχ. 8). Η διαμόρφωσή των ακτών αυτών οφείλεται στη διαβρωτική δράση της θάλασσας και στη λιθολογική τους σύσταση.

Οι απόκρημνες ακτές στη μάργα και στους ασβεσταρενίτες χαρακτηρίζονται από υψηλούς κρημνούς και πολλές φορές συνδέονται με ζώνες χαλαρών υλικών στη βάση τους. Είναι γενικά ακτές υψηλής ενέργειας και σπάνια σχηματίζουν ακρωτήρια. Επειδή ο σχηματισμός δεν παρουσιάζει την ίδια λιθολογία η συμπεριφορά του στις διεργασίες διάβρωσης ποικίλει. Έτσι στις ακτές που επικρατεί ο ασβεσταρενίτης είναι συνηθισμένη η παρουσία υπολειμματικών διαβρωσιγενών επίπεδων επιφανειών, όπως διακρίνεται στη φωτογραφία του σχήματος 9. Όπου επικρατούν οι μάργες μαζί με άμμους και χάλικες απαντούν συνήθως στενές αμμώδεις ή χαλικώδεις παραλίες. Ακόμη, σχεδόν παντού και ανεξάρτητα της υφής του πετρώματος εμφανίζονται άφθονες καταπτώσεις μεγάλων ογκολίθων, αποτέλεσμα επίσης των έντονων θαλάσσιων διαβρωτικών διεργασιών. Οι ακτές αυτές παρατηρούνται στον όρμο των Πεύκων, όπου εμφανίζεται αμμώδης παραλία μπροστά από κρημνό, στον Μέγα Γυαλό, στην Αγία Αγάθη στο ακρωτήρι Αρχαγγέλου και στο βόρειο του τμήμα, στον Κάβο Τσινίκι, στο ακρωτήριο Βάγια, βόρεια του όρμου Αφάντου, στο ακρωτήριο Νουρά, βόρεια του όρμου Καλλιθέα (Σχ. 9) και στο ακρωτήριο Βόδι.



Σχήμα 8. Λιθομορφολογικός χάρτης ακτών σε μάργες και ασβεσταρενίτες.


Σχήμα 9. Απόκρημνη ακτή σε ασβεσταρενίτες βόρεια του όρμου της Καλλιθέας.

Οι ακτές με μέση κλίση σχηματίζονται ή μεταξύ δύο κρημνών ή σχηματίζουν μικρές εγκολπώσεις στους μυχούς των οποίων αναπτύσσονται μικρές παραλίες χαλαρών υλικών. Η διαμόρφωσή τους είναι αποτέλεσμα της αλληλεπίδρασης της λιθολογικής τους σύστασης και της διαβρωτικής δράσης της θάλασσας. Έτσι όπου το υπόβαθρο συνίσταται από μάργα, μαζί με άμμους και χαλίκια, η ακτή διανοίγεται συνήθως μεταξύ δύο κρημνών από τα ανθεκτικότερα πετρώματα και αποτελείται από χαμηλούς βραχώδεις σχηματισμούς και πολλές φορές παρουσιάζεται συσσώρευση χαλαρών υλικών, πίσω από τους τελευταίους. Όταν επικρατεί ο ασβεσταρενίτης η ακτή εναλλάσσεται με αμμώδεις ή χαλικώδεις παραλίες στους μυχούς μικρών όρμων μέσα σε αυτή. Η μορφολογική κλίση και στις δύο περιπτώσεις, τόσο στη χέρσο όσο και στη θάλασσα είναι σχετικά ομαλή. Σε αυτό το είδος ακτής απουσιάζουν γενικώς οι σπηλαιώδεις μορφές των αντίστοιχων απόκρημνων ακτών. Τέτοιου τύπου ακτές εμφανίζονται στον όρμο του Αγ. Νικολάου και στην παράκτια ζώνη η οποία ξεκινά από το βόρειο τμήμα του ακρωτηρίου Βόδι, μέχρι την πόλη της Ρόδου. Στην περιοχή αυτή βρίσκονται μεγάλες ξενοδοχειακές μονάδες και η ανθρώπινη παρέμβαση στη διαμόρφωση της ακτής είναι έντονη με εκτεταμένες προσχώσεις. Επίσης, υπάρχουν βυθισμένα παράκτια λατομεία, ενδεικτικό στοιχείο για τις κατακόρυφες κινήσεις των ανατολικών ακτών της Ρόδου στο Ολόκαινο. Το χαμηλότερο τμήμα των λατομείων βρίσκεται σε βάθος 0,2 έως 0,4 μέτρα (Pirazzoli et al., 1982),

γεγονός που μαρτυρά ότι κατά το χρόνο εκμετάλλευσής τους η στάθμη της θάλασσας ήταν κατά 0,4 έως 0,5 μέτρα χαμηλότερη της σημερινής.

4.4 Ακτές αλλουβιακών πεδιάδων

Οι ακτές αυτές παρουσιάζουν ομαλές κλίσεις (Σχ. 10) και καταλαμβάνουν τμήματα των παράκτιων αλλουβιακών πεδιάδων της ανατολικής πλευράς της Ρόδου. Συνήθως βρίσκονται στην έξοδο κοιλάδων χειμάρρων και τα χαλαρά υλικά που τις αποτελούν προέρχονται κυρίως από την στερεοπαροχή των χειμάρρων. Κατά μήκος τους παρατηρούνται εκτενείς παραλίες και διάφορες γεωμορφές, όπως είναι οι παράκτιες θίνες.



Σχήμα 10. Λιθομορφολογικός χάρτης ακτών σε αλλουβιακές πεδιάδες και σύγχρονες προσχώσεις.

Εκτεταμένες παραλίες στην ανατολική πλευρά της Ρόδου, σχηματίζονται στη Λίνδο, στα Βλυχά, στην όρμο Καλάθου, στο Χαράκι, στην Αγία Αγάθη, στα Στεγνά (σχ. 11), στον όρμο Τσικίνι (Τσαμπίκα), στον όρμο Κολυμπίων, στον όρμο Αφάντου, στο Φαληράκι και στον όρμο Καλλιθέας.



Σχήμα 11. Η παραλία των Στεγνών.

Μεταξύ του όρμου της Καλιθέας και της πόλης της Ρόδου εμφανίζονται παραλίες μικρής έκτασης, ενώ στην περιοχή της πόλης της Ρόδου, διατηρείται η παραλία στην περιοχή Ζέφυρος. Το υλικό στις παραλίες αυτές είναι κυρίως χονδρόκοκκη άμμος και χάλικες. Μεταφέρεται από χείμαρρους και ανάλογα με τις κλίσεις και τη μορφολογία του θαλάσσιου πυθμένα σταθεροποιείται.

Οι ανθρωπογενείς επεμβάσεις κατά μήκος των ακτών αυτών είναι ιδιαίτερα έντονες. Στο μεγαλύτερο τμήμα τους παρατηρείται μεγάλη οικοδομική δραστηριότητα ακόμη και επάνω στην παραλία η οποία έχει εξαφανίσει ολόκληρα τμήματά της. Επίσης οι επιχωματώσεις και οι τεχνητές διευθετήσεις των ακτών επέδρασαν στην διαμόρφωσή τους και μετέβαλλαν τα φυσικά τους χαρακτηριστικά.

5 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στην παρούσα εργασία εξετάζεται η λιθολογία, η μορφολογία, οι κύριες ανθρωπογενείς παρεμβάσεις στις βορειοανατολικές ανατολικές ακτές της Ρόδου και η μεταξύ τους συγκριτική σχέση η οποία απεικονίζεται σε διαφορετικούς χάρτες.

Οι ακτές που αναπτύσσονται στους ασβεστόλιθους παρουσιάζουν στην πλειοψηφία τους μεγάλες κλίσεις. Οι απόκρημνες ακτές οφείλονται στον έντονο τεκτονισμό των πετρωμάτων και στην μειωμένη αντοχή τους στη μηχανική δράση των κυμάτων. Παρατηρούνται κατά μήκος τους κατοπτρικές επιφάνειες ρηγμάτων, ενδεικτικές των έντονων τεκτονικών κινήσεων του νησίου, οι οποίες οριοθετούν την ακτή και επιδρούν στην διαμόρφωση του μεγάλου βάθους του πυθμένα της θάλασσας. Επίσης εμφανίζονται γραμμές ακτών, οι οποίες αντιστοιχούν σε παλαιότερες στάθμες θάλασσας. Ασβεστολιθικές ακτές αναπτύσσονται ανατολικά του όρμου των Πεύκων, στο ακρωτήριο Γκίνας, στη Λίνδο, στο ακρωτήριο Άγιος Αιμιλιανός, στο ακρωτήριο Ομβριακή, στο ακρωτήριο Αρχάγγελος, στο ακρωτήριο Ξυριακή, στο ακρωτήριο Βάγια, βόρεια του όρμου Αφάντου, στον όρμο Λαδικό και στο ακρωτήριο Βόδι.

Οι ακτές που δημιουργούνται στον φλύσχη παρουσιάζουν μεγάλες κλίσεις. Εξαιτίας της διαφορετικής λιθολογικής σύστασης του φλύσχη εμφανίζουν σχετικά υψηλό τραχύ ανάγλυφο, με αποτέλεσμα το ασθενέστερο υλικό στη διάβρωση υποχωρεί και το ανθεκτικότερο να παραμένει. Στην κατηγορία αυτή ανήκει η ακτή μεταξύ των όρμων Βλυχών και Καλάθου.

Οι ακτές που αναπτύσσονται σε μάργες και ασβεσταρενίτες παρουσιάζουν ποικίλη μορφολογική κλίση. Η διαμόρφωσή των ακτών αυτών οφείλεται στη διαβρωτική δράση της θάλασσας και στη διαφορετική λιθολογική τους σύσταση. Παρατηρούνται ακτές που εμφανίζουν μεγάλη κλίση και χαρακτηρίζονται από κρημνούς, οι οποίοι πολλές φορές στη βάση τους συνδέονται με ζώνες χαλαρών υλικών. Οι ακτές αυτές απαντούν στον όρμο των Πεύκων, στον Μέγα Γυαλό, στην Αγία Αγάθη στο ακρωτήρι Αρχαγγέλου και στο βόρειο του τμήμα, στον Κάβο Τσινίκι, στο ακρωτήριο Βάγια, βόρεια του όρμου Αφάντου, στο ακρωτήριο Νουρά, βόρεια του όρμου Καλλιθέα και στο ακρωτήριο Βόδι. Επίσης, διακρίνονται ακτές με μέση κλίση, οι οποίες χαρακτηρίζονται από μικρό υψομετρικό ανάγλυφο. Τέτοιου τύπου ακτές εμφανίζονται στον όρμο του Αγίου Νικολάου και σε μεγάλη ανάπτυξη νότια της πόλης της Ρόδου.

Οι ακτές που αναπτύσσονται σε αλλουβιακές αποθέσεις είναι κατά κύριο λόγο ομαλές και κατά μήκος τους εμφανίζονται οι κυριότερες παραλίες οι οποίες είναι στη Λίνδο στα Βλυχά, στην Κάλαθο και στο Χαράκι, στην Αγία Αγάθη, στα Στεγνά, στην Τσαμπίκα, στον όρμο Τσικίνι, στον όρμο Κολυμπίων, στον όρμο Αφάντου, στο Φαληράκι, στον όρμο Καλλιθέας, καθώς και στην περιοχή της πόλης της Ρόδου. Η ανθρώπινη επέμβαση κατά μήκος των ακτών αυτών είναι ιδιαίτερα έντονη.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Δερμιτζάκης Μ. & Θεοδωρόπουλος Δ., 1975. Περί των beach-rocks του Αιγαίου. Παρατηρήσεις επί των σχηματισμών των παραλίων ΝΑ Κρήτης, Ν Ρόδου και Ν Μετώπης *Annales Geologiques des Pays Helleniques* 26: 275-305.

Angelier J., 1977. Some observations on the tectonic evolution of the Hellenic Arc and the Southern Aegean region during Neogene and Quaternary times. *Proceedings VI Coll. on the Geol. of the Aegean region,* 1279-1280.

Angelier J., 1979. *Neotectonique de l' arc Egeen.* Societe Geologigue du Nord, Publication 3, 418 pp.

Aubouin J. & Dercourt J. 1970. Sur la geologie de l' Egeen: regard sur le Docecanese meridional, Kasos; Karpathos; Rhodes. *Bull. dɜ la Soc. Geol. De France,* Ser. 7, vol. 12, :455-472.

Coedicke T., 1977. Submarine canyons and continental platforms of Rhodes. *VI Coll. on the Geol. of the Aegean Region*, vol I, 469-475.

Dewey J. F., Hempton M. R., Kidd W S. F., Saroglu. F. & Senior. A. M. C., 1986. Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of eastern Anatolia - a young collision zone. *In: M. P. Couard &: A. C.Ries (eds), Collision Tectonics,* Special Publications of the Geological Society, London 19:3-36.

Hanken N. M., Bromley R., & Miller J., 1996. Plio-Pleistocene sedimentation in coastal grabens, north-east Rhodes, Greece. *Geological Journal* 31: 271-296.
Harbury A.N., 1988. Mesozoic extensional history of the Southern Tethynian continental margin in SE Aegean, *Journal of the Geological Society of London*, 145: 238-301.
Mercier J. L., Sorel D., Vergely P. & Simeakis K., 1989. Extensional tectonic regimes in Aegean basins during the Cenozoic. *Basin research* 2. 49-71.
Meulenkamp J. E, De Mulder, E. F. J. and Van Der Weerd, A., 1972. Sedimentary history and paleogeography of the Late Cenozoic of the island Rhodes. *Zeitschrift Deutsche geologische Gesellschaft* 123, 541-553.
Meulenkamp J. E., 1971. Tne Neogene in The Southern Aegean Sea. *In A.Strid (eds): Evolution in the Aegean, Opera Botanica*, 30: 5, 5-12.
Meulenkamp J. E., 1985. Aspects of the Late Cenozoic evolution of the Aegean region. *In D. J. Stanley and F. C. Wezel (eds) Geological evolution of Mediterranean Basin (eds)*, New York: Springer-Verlag, 307-321.
Mutti E., Orombelli G., & Pozzi R., 1970. Geological studies on Dodocanese islands (Aegean Sea). IX Geological map of the island of Rhodes (Greece). Explanatory notes. *Annales Geologiques des Pays Helleniques* 22: 77-226.
Pirazzoli P. A., Montaggioni L. F., Thommeret J., Thommeret Y. & Laborel, J., 1982. Sur les lignes de nvage et la neotectonjque a Rhodes (Grece) a l' Holocene. *Annaies de l' Institut Oceanographique* 58. 89-102.
Pirazzoli P. A., Montaggioni L. F., Thommeret J., Thommeret, Y. & Laborel, J., 1985. Late Holocene crustal movements in Rhodes Island. Greece, as interred from shoreline displacement. *Proceedings of the International Symposium on the Hellenic Arc and Trench (H.E.A.T.),*1981/1982. 2: 136-150.
Pirazzoli P.A., Montaggioni L.F., Saliege J.F., Segonzac G., Thommeret, Y. & Vergnaud-Grazzini, C., 1989. Crustal block movements from Holocene shorelines: Rhodes Island (Greece). *Tectonophysics* 170. 89-114
Zamani A., Sabot V., & Maroukian, H., 1979. A study of slope distributions around the island of Rhodes, Greece. *Annales Geologiques des Pays Helleniques* 29/2:679-688.

ABSTRACT

PHYSICO-GEOGRAPHICAL OBSERVATIONS OF THE COASTAL ZONE OF THE NORTHEASTERN PART OF ISLAND RHODES

Verikiou-Papaspiridakou E., Bathrellos G. and Skilodimou H.
Department of Geography-Climatology, School of Geology, National and Kapodistrian University of Athens, 157 84, Athens, gbath@senate.uoa.gr, hskilodimou@eu0f.uoa.gr

Rhodes is the biggest island of the Dodecanese complex; its geology is very interesting for the researchers because it is located onto the eastern end of the Aegean arcade.

This paper involves the physico-geographical features of the coastal zone of the NE part of Rhodes. Specifically, the major geological formations of the region were studied and classified, according to their morphology and lithology. In addition, the human interventions that have affected the region were also recorded.

The geological formations met in the study region are the following: Mesozoic limestones, Oligocene flysch, Pliocene - Pleistocene marls, calcarenites, and Holocene deposits.

Steep slopes and cliffs basically characterize the limestone coasts. Some mirror faults, indicate the intense tectonic movements whereas, some coastlines witness the former sea level. The flysch coasts have mainly steep slope. The coasts, which are developed on marls and calcarenites have got various morphological slopes. This has resulted to the formation of steep costs with cliffs and middle slope costs that are characterized by smooth relief. The coasts developed onto alluvial deposits have mainly gentle slope bearing the bulk of the beaches. They are featured by several geoforms such as coastal dunes, while the human intervention is significant.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΤΩΝ ΜΕΤΑΒΟΛΩΝ ΤΟΥ ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΟΥ ΦΥΣΙΚΟΥ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΧΑΡΤΩΝ ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΗΣ ΧΡΟΝΟΛΟΓΙΑΣ ΕΚΔΟΣΗΣ. ΕΝΑ ΠΑΡΑΔΕΙΓΜΑ ΑΠΟ ΤΗΝ ΠΑΡΑΚΤΙΑ ΖΩΝΗ ΤΗΣ ΝΟΤΙΟΔΥΤΙΚΗΣ ΑΤΤΙΚΗΣ.

Βερυκίου-Παπασπυριδάκου Ε., Σκυλοδήμου Χ. και Μπαθρέλλος Γ.
Τομέας Γεωγραφίας-Κλιματολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών,157 84 Αθήνα, gbath@senate.uoa.gr, hskilodimou@euof.uoa.gr

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Οι χάρτες παλαιών εκδόσεων συχνά αποτελούν την απόδειξη της ύπαρξης και την αποτύπωση ενός παλαιότερου φυσικού περιβάλλοντος, που σε πολλές περιπτώσεις εξαιτίας της αστικοποίησης έχει αλλοιωθεί και χαθεί για πάντα. Στην εργασία αυτή, με την σύγκριση δύο διαφορετικών σειρών τοπογραφικών χαρτών καταγράφονται οι μεταβολές του φυσικού γεωμορφολογικού περιβάλλοντος στην παράκτια ζώνη της νοτιοδυτικής Αττικής. Η πρώτη σειρά χαρτών είναι χρονολογίας έκδοσης από το 1882 έως 1887 και η δεύτερη πρόσφατης έκδοσης της ΓΥΣ. Συνολικά εξετάσθηκαν δεκατρείς διαφορετικές περιοχές.

Με τη μελέτη και τη σύγκριση των περιοχών στους χάρτες προέκυψε ότι οι εκτενείς ανθρωπογενείς επεμβάσεις είχαν ως αποτέλεσμα την αλλοίωση των φυσικογεωγραφικών χαρακτηριστικών της παράκτιας ζώνης. Συγκεκριμένα παρατηρείται εξαφάνιση σχεδόν όλων των παράκτιων θινών, αποξήρανση και επιχωμάτωση των παλαιών τεναγών και των αλυκών. Επίσης υπολογίστηκε η έκταση που κάλυπταν οι παράκτιες θίνες και τα τενάγη.

Παρατηρήθηκαν ακόμη εκτεταμένες επιχωματώσεις και τεχνητές προελάσεις της ξηράς, έντονη και πυκνή οικιστική δόμηση όλης της περιοχής, έντονη τουριστική ανάπτυξη, εκτεταμένες αλλαγές των χρήσεων της γης, κατασκευή μεγάλων τεχνικών έργων, εκτροπή και διευθέτηση των κοιτών και των εκβολών των περισσότερων ποταμών ή χειμάρρων, διευθέτηση των ακτών της εξεταζόμενης περιοχής, εξαφάνιση της παλαιάς βλάστησης και της δασικής έκτασης.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Οι χάρτες, που έχουν δημιουργηθεί στο παρελθόν από διάφορους περιηγητές, ιστορικούς, φυσικο-γεωγράφους κλπ, σήμερα αποτελούν, σύμφωνα και με την ευρωπαϊκή νομοθεσία, ιστορικά κειμήλια και πολιτιστικό θησαυρό. Η οικονομική αξία αυτών των χαρτών είναι ιδιαίτερα υψηλή, εξαιτίας της παλαιότητας, της σπανιότητας ή της μοναδικότητάς τους και αρκετές φορές το ενδιαφέρον προς αυτούς περιορίζεται μόνο στη συλλεκτική αξία τους. Οι παλαιοί χάρτες, όμως, αποτελούν την απόδειξη της ύπαρξης και την αποτύπωση ενός παλαιότερου φυσικού περιβάλλοντος, που σε πολλές περιπτώσεις έχει αλλοιωθεί και χαθεί για πάντα. Περιέχουν πληροφορίες και στοιχεία, τα οποία είναι σημαντικά και πολλές φορές μοναδικά για την επιστημονική κοινότητα.

Σε αρκετές περιπτώσεις οι χάρτες παλαιοτέρων εκδόσεων έχουν χρησιμοποιηθεί για την διαπίστωση μεταβολών στο φυσικό περιβάλλον. Οι μεταβολές αυτές μπορεί να έχουν προκληθεί από φυσικές διεργασίες ή από τις ανθρώπινες δραστηριότητες (Carter et al. 1980, Ψιλοβίκος κ.ά , 1988, Gunasekera 1996, Nairn & Cowie 1997, Μαργώνη 2002, Σκυλοδήμου 2002).

Τα τελευταία χρόνια η αστικοποίηση είναι ένα φαινόμενο που έχει πλήξει όλες τις περιοχές του κόσμου και κύρια τις παράκτιες. Η περιοχή της Αττικής και κυρίως η πόλη των Αθηνών είναι μία περιοχή που κατοικήθηκε από τους αρχαίους χρόνους και έχει δεχθεί την επίδραση των ανθρωπογενών επεμβάσεων από παρά πολύ νωρίς. Παράλληλα υπάρχουν ιστορικά κείμενα τα οποία καταγράφουν τις ανθρώπινες δραστηριότητες και τις επεμβάσεις τους στο φυσικό περιβάλλον από την αρχαιότητα μέχρι σήμερα. Στην παράκτια ζώνη της νοτιοδυτικής Αττικής η ραγδαία αστικοποίηση, η οποία εντοπίζεται από το 1960 και μετά, είχε ως αποτέλεσμα τη μεταβολή και την αλλοίωση των

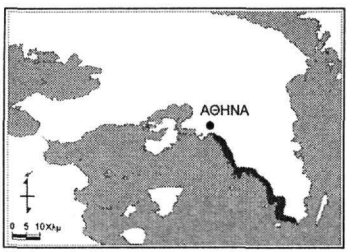
φυσικών της χαρακτηριστικών της. Δεδομένης της διοργάνωσης των Ολυμπιακών Αγώνων, η πίεση στο φυσικό περιβάλλον εντείνεται εξαιτίας της δημιουργίας νέων μεγάλων τεχνικών έργων. Ορισμένοι από τους χώρους στους οποίους γίνονται παρεμβάσεις είναι ιστορικοί όπως είναι ο όρμος του Φαλήρου και ο Άγιος Κοσμάς. Το φυσικό περιβάλλον της παράκτιας ζώνης της Αττικής έχει τόσο πολύ μεταβληθεί και θα μεταβληθεί και στο μέλλον, που η απεικόνιση του σε χάρτες παλαιοτέρων εκδόσεων είναι το μοναδικό στοιχείο το οποίο πιστοποιεί το προϋπάρχον περιβάλλον και ανάγλυφο.

Στην παρούσα εργασία γίνεται μια σύγκριση χαρτών έκδοσης (1882-1886) οι οποίοι περιέχουν γεωμορφολογικά στοιχεία με σύγχρονους χάρτες (1988-1991) της Γεωγραφικής Υπηρεσίας Στρατού. Κατά την σύγκριση αυτή τεκμηριώνονται αλλαγές που υπέστη το φυσικό περιβάλλον εξαιτίας της έντονης αστικοποίησης.

Σκοπός είναι η αποτύπωση και η τεκμηρίωση των μεταβολών των γεωμορφολογικών χαρακτηριστικών στην παράκτια ζώνη της νοτιοδυτικής Αττικής. Έτερος σκοπός είναι η απόδειξη της χρησιμότητας των χαρτών παλαιοτέρων εκδόσεων για την εξαγωγή επιστημονικών παρατηρήσεων και αποτελεσμάτων. Τέλος η χρήση σύγχρονων τεχνολογιών για την επεξεργασία των γεωμορφολογικών στοιχείων που λαμβάνονται από τους χάρτες αυτούς. Οι χάρτες αυτοί έχουν μεγάλο επιστημονικό ενδιαφέρον ενώ τα στοιχεία τα οποία περιέχουν μπορούν ταχύτατα και οικονομικά να επεξεργαστούν με την χρήση πακέτων λογισμικού Γεωγραφικών Συστημάτων Πληροφοριών ή μεθόδων αυτοματοποιημένης χαρτογραφίας.

2 ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ-ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΟΥ ΧΡΗΣΙΜΟΠΟΙΗΘΗΚΑΝ

Η περιοχή μελέτης είναι το νοτιοδυτικό τμήμα της παράκτιας ζώνης της Αττικής και η εκτείνεται νοτιοδυτικά της πόλης των Αθηνών (Σχ. 1). Με σκοπό την καλύτερη επίδειξη του τρόπου εργασίας και την αποτελεσματικότερη εστίαση σε θέσεις που παρουσιάζουν μεγαλύτερες μεταβολές των φυσικών και γεωμορφολογικών στοιχείων τους, από όλη την παράκτια ζώνη της νοτιοδυτικής Αττικής επιλέχθηκαν, μελετήθηκαν και συγκρίθηκαν συγκεκριμένες περιοχές, που έδωσαν ικανοποιητικά αποτελέσματα ως προς τις μεταβολές της παράκτιας ζώνης.



Σχήμα 1. Η γεωγραφική θέση της περιοχής μελέτης.

Για την καταγραφή των μεταβολών που παρατηρήθηκαν, χρησιμοποιήθηκαν δύο σειρές τοπογραφικών χαρτών, διαφορετικών χρονικών περιόδων, που απεικονίζουν την παράκτια ζώνη, η οποία μελετάται. Η πρώτη σειρά είναι οι τοπογραφικοί χάρτες έκδοσης του Βασιλικού Γερμανικού Αρχαιολογικού Ινστιτούτου και επανέκδοσης του v.J.A.Kaupert. Συγκεκριμένα χρησιμοποιήθηκαν τα φύλλα με κλίμακα 1:25.000: «CAP SUNION (OST)» και «CAP SUNION (WEST)» (Bernhardi 1886), «OLYMPOS», (Zieten 1887), «MARKOPULO», (Wolff 1886), «VARI», (Hulsen 1985) και τέλος «ATHEN – PEIRAIEUS» (Allen & Kaupert 1882). Η δεύτερη σειρά είναι οι σύγχρονοι τοπογραφικοί χάρτες έκδοσης της Γεωγραφικής Υπηρεσίας Στρατού (Γ.Υ.Σ.). Τα φύλλα που χρησιμοποιήθηκαν είχαν κλίμακα 1:50.000 και ήταν τα εξής: «ΑΘΗΝΑΙ–ΠΕΙΡΑΙΕΥΣ», έκδοσης 1991, «ΑΘΗΝΑΙ–ΚΟΡΩΠΙΟΝ», έκδοσης 1988 και «ΛΑΥΡΙΟΝ», έκδοσης 1988.

Οι βασικές διαφορές που παρουσίασαν οι δύο σειρές των χαρτών, είναι ότι είχαν διαφορετικές γεωγραφικές συντεταγμένες, είχαν σχεδιαστεί σε διαφορετικό προβολικό σύστημα (οι σύγχρονοι στο ΕΓΣΑ 87 και οι παλαιοί σε απροσδιόριστο γεωγραφικό σύστημα) και κυρίως ότι στους παλαιούς χάρτες έλειπε η ακρίβεια μέτρησης και αποτύπωσης που έχουν οι σύγχρονοι, λόγω των σημε-

ρινών ακριβέστατων ηλεκτρονικών μέσων που χρησιμοποιούνται. Σε ορισμένες περιπτώσεις έγινε ποσοτική σύγκριση με ενδεικτικές μετρήσεις του μεγέθους των μεταβολών που παρατηρήθηκαν.

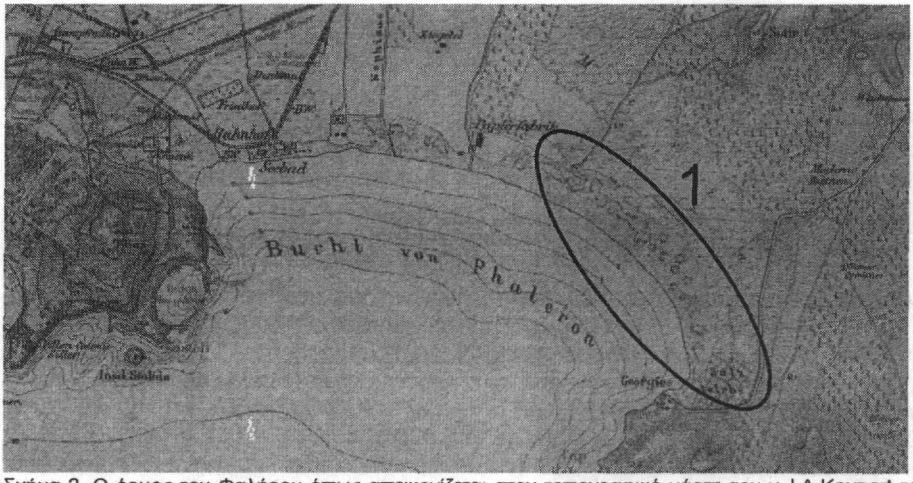
Η επεξεργασία και η αποτύπωση των χαρτών έγινε μέσου του λογισμικού πακέτου TNTmips. Οι χάρτες, κατόπιν ηλεκτρονικής επεξεργασίας αποδόθηκαν υπό την αυτή κλίμακα. Μέσω του συγκεκριμένου πακέτου λογισμικού και χρησιμοποιώντας τεχνικές επεξεργασίας εικόνας, έγινε η αντιπαραβολή των δύο σειρών διαφορετικών χαρτών. Στη συνέχεια έγινε η ποιοτική σύγκριση, η καταγραφή των μεταβολών, και ο υπολογισμός της έκτασης που καταλάμβαναν οι παράκτιες θίνες και οι αλμυρές λίμνες (salz lache) για κάθε περιοχή χωριστά. Συγκεκριμένα ψηφιοποιήθηκαν οι εμφανίσεις των προαναφερθέντων γεωμορφών και μετρήθηκε το μήκος και το πλάτος τους καθώς επίσης και το εμβαδόν του πολυγώνου το οποίο σχηματίστηκε με την χρήση του λογισμικού του προγράμματος.

3 ΜΕΤΑΒΟΛΕΣ ΠΟΥ ΚΑΤΑΓΡΑΦΗΚΑΝ

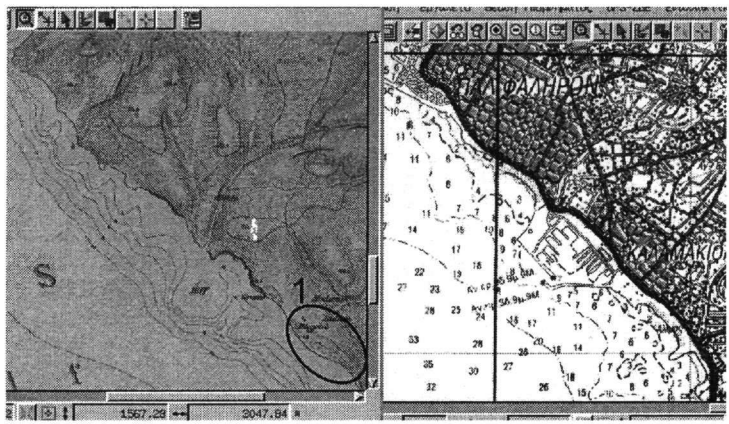
Με τη σύγκριση και τη μελέτη των δύο σειρών των τοπογραφικών χαρτών, που προαναφέρθηκαν και απεικονίζουν την Αττική σε δύο χρονολογικές περιόδους, οι οποίες παρουσιάζουν χρονική διαφορά σχεδόν ενός αιώνα, είναι εύκολο να γίνουν κατά τόπους κάποιες παρατηρήσεις, αλλά και να εξαχθούν και συνολικά συμπεράσματα. Αυτά αποδεικνύουν τις μεταβολές, που έχουν γίνει στο φυσικό και γεωμορφολογικό περιβάλλον της εξεταζόμενης περιοχής, στη διάρκεια του αιώνα που πέρασε. Οι μεταβολές, που καταγράφηκαν από αυτή την μελέτη, αναγράφονται συγκεντρωτικά παρακάτω:

3.1 ΘΙΝΕΣ

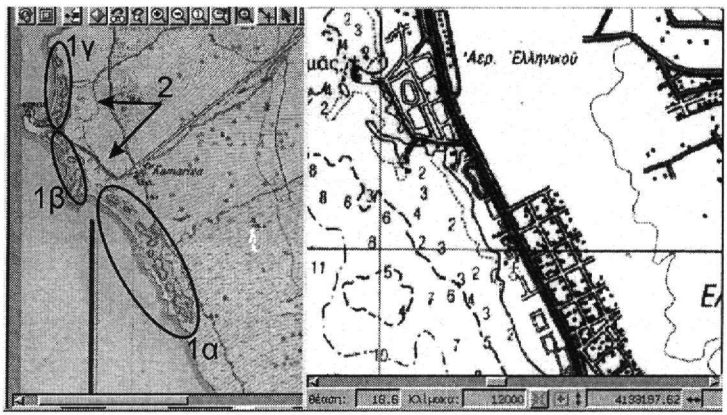
Όλες σχεδόν οι παλαιές παράκτιες θίνες έχουν εξαφανισθεί, οι οποίες εξαπλώνονταν σε όλο το μήκος της παράκτιας ζώνης της εξεταζόμενης περιοχής, όπου οι κλίσεις ήταν χαμηλές και το ανάγλυφο ομαλό. Το φαινόμενο παρατηρείται κυρίως στις λεκάνες, που είναι πλησιέστερα στην Αθήνα. Η εξαφάνιση των παλαιών παράκτιων θινών καταγράφονται στις αστικές περιοχές που βρίσκονται κοντά στην πόλη των Αθηνών όπως στον όρμο του Φαλήρου (Σχ. 2), στον Άλιμο (Σχ. 3), στον Άγιο Κοσμά (Σχ.4) και στη Γλυφάδα (Σχ. 5).



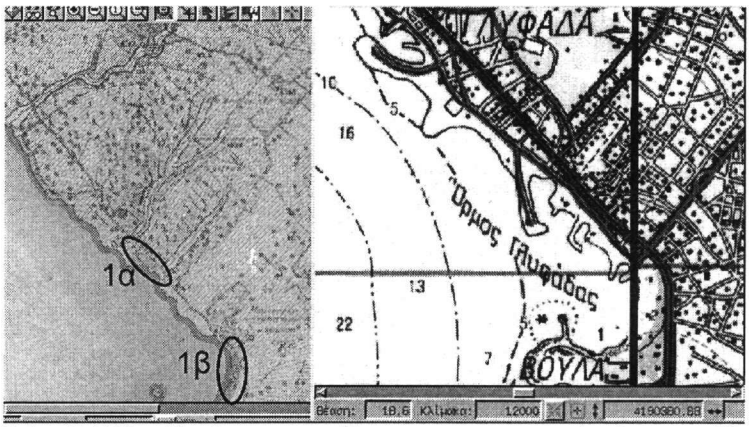
Σχήμα 2. Ο όρμος του Φαλήρου όπως απεικονίζεται στον τοπογραφικό χάρτη του v.J.A.Kaupert το 1882. Στη θέση 1 διακρίνεται η ανάπτυξη των παράκτιων θινών.



Σχήμα 3. Η περιοχή του Αλίμου, όπως απεικονίζεται στους τοπογραφικούς χάρτες των δύο χρονικών περιόδων. Στη θέση 1 διακρίνεται η ανάπτυξη των παράκτιων θινών.

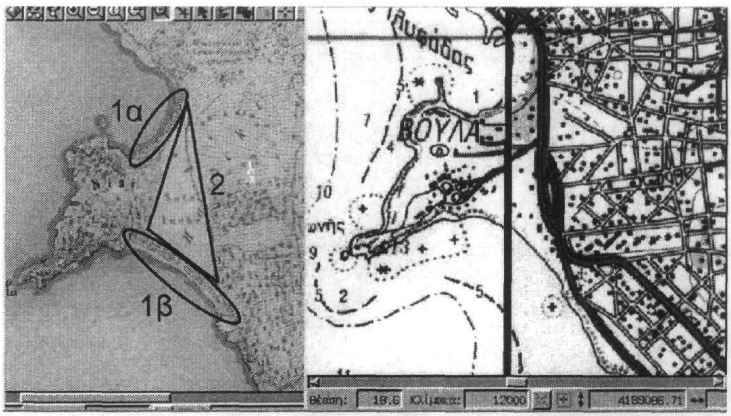


Σχήμα 4. Η περιοχή του Αγίου Κοσμά όπου στις θέσεις 1α, 1β και 1γ διακρίνονται οι παράκτιες θίνες, ενώ στη θέση 2 το τέλμα.

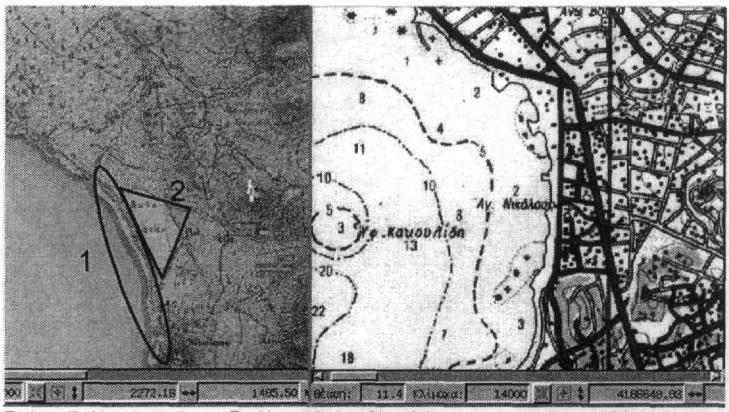


Σχήμα 5. Η Γλυφάδα, όπως απεικονίζεται στους τοπογραφικούς χάρτες των δύο χρονικών περιόδων. Στις θέσεις 1α και 1β υπήρχαν παράκτιες θίνες.

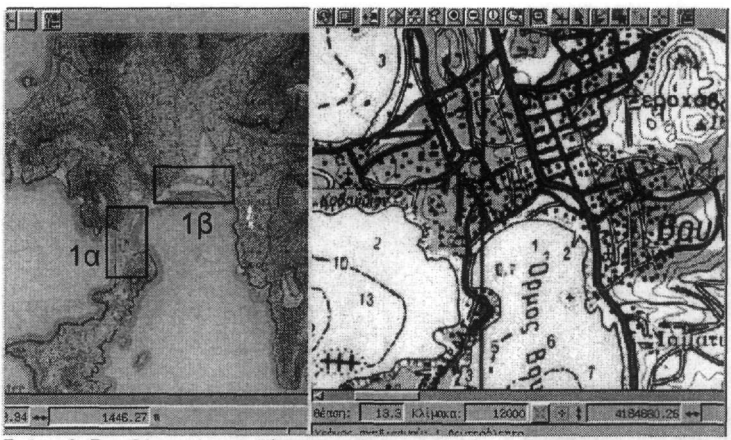
Η εξαφάνιση τους όμως παρατηρείται και σε περισσότερο απομακρυσμένες περιοχές όπως είναι στην Βούλα (Σχ. 6), στην περιοχή Βούλας –Αγίου Νικολάου (Σχ. 7), στην Βουλιαγμένη (Σχ. 8), στην Βάρκιζα (Σχ. 9).



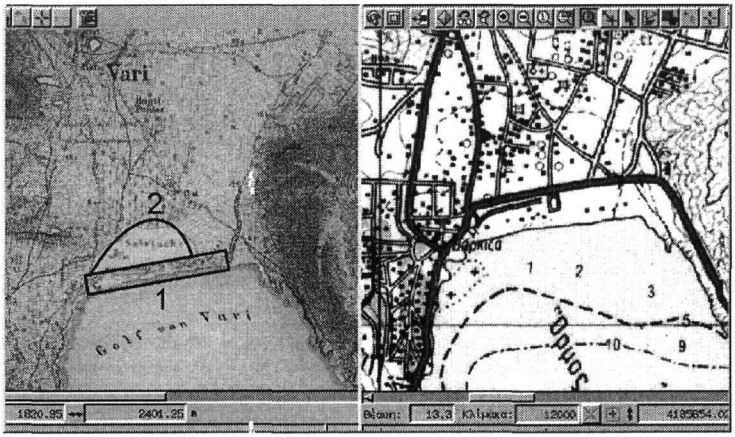
Σχήμα 6. Η περιοχή της Βούλας όπου στις θέσεις 1α και 1β διακρίνονται οι παράκτιες θίνες, ενώ στη θέση 2 το τέλμα.



Σχήμα 7. Η περιοχή της Βούλας- Αγίου Νικολάου στην οποία στη θέση 1 απεικονίζονται οι παράκτιες θίνες και στη θέση 2 το τέλμα.

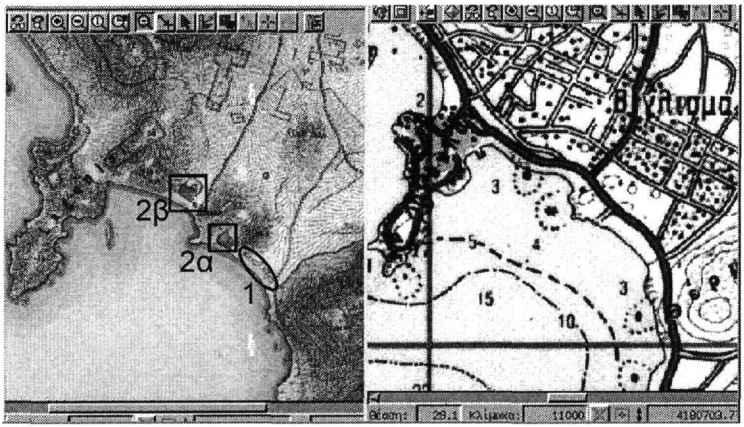


Σχήμα 8. Στις θέσεις 1α και 1β του τοπογραφικού χάρτη, διακρίνονται οι παράκτιες θίνες στην περιοχή της Βουλιαγμένης.

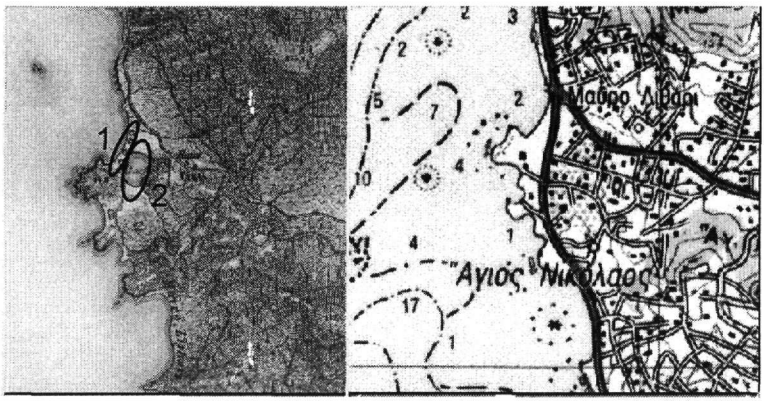


Σχήμα 9. Η περιοχή της Βάρκιζας, στην οποία στη θέση 1 απεικονίζονται οι παράκτιες θίνες και στη θέση 2 το τέλμα.

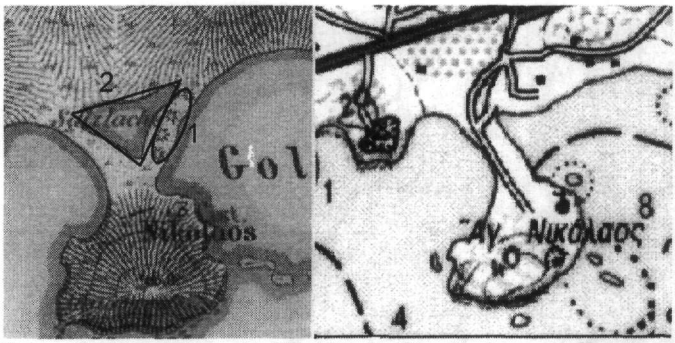
Εξαφάνιση παράκτιων θινών έχουμε επίσης στις περιοχές, του Λαγονησίου (Σχ. 10), της Σαρωνίδας (Σχ. 11) και του Αγίου Νικολάου Αναβύσσου (Σχ. 12).



Σχήμα 10. Η περιοχή του Λαγονησίου, όπου στη θέση 1 απεικονίζονται οι παράκτιες θίνες και στις θέσεις 2α και 2β τα προϋπάρχοντα τέλματα.



Σχήμα 11. Η περιοχή Σαρωνίδας, όπου στη θέση 1 απεικονίζονται οι παράκτιες θίνες και στη θέση 2 το τέλμα.



Σχήμα 12. Η περιοχή του Αγ. Νικολάου Αναβύσσου, όπου στη θέση 1 απεικονίζονται οι παράκτιες θίνες και στη θέση 2 το προϋπάρχον τέλμα.

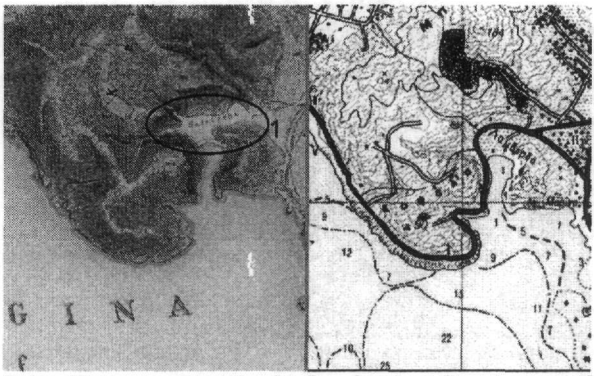
Τα αποτελέσματα των μετρήσεων της επιφάνειας στην οποία εκτεινόταν οι παράκτιες θίνες δίνονται στον Πίνακα 1.

Πίνακας 1. Τα ποσοτικά στοιχεία των παράκτιων θινών

ΠΑΡΑΚΤΙΕΣ ΘΙΝΕΣ	ΜΗΚΟΣ (σε μέτρα)	ΠΛΑΤΟΣ (σε μέτρα)	ΕΜΒΑΔΟΝ (σε τετρ. μέτρα)
ΦΑΛΗΡΟ	1.740	40-100	115.000
ΑΛΙΜΟΣ	651	20-60	24.371
ΑΓΙΟΣ ΚΟΣΜΑΣ	2.007	40-203	177.169
ΓΛΥΦΑΔΑ	152	40-80	8.909
ΒΟΥΛΑ	1.404	30-60	76.101
ΒΟΥΛΑ-ΑΓ.ΝΙΚΟΛΑΟΣ	1.109	20-60	56.598
ΒΟΥΛΙΑΓΜΕΝΗ	786	20-50	37.607
ΒΑΡΚΙΖΑ	947	20-60	48.625
ΛΑΓΟΝΗΣΙ	214	10–25	8.146
ΣΑΡΩΝΙΔΑ	216	15-30	9.070
ΑΓ. ΝΙΚΟΛΑΟΣ ΑΝΑΒΥΣΣΟΥ	180	10-20	5.450

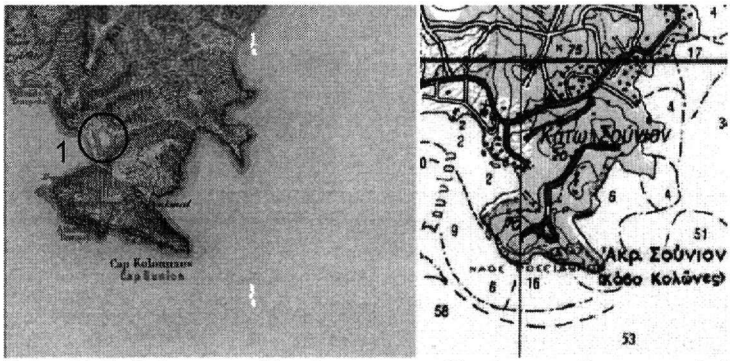
3.2 ΤΕΛΜΑΤΑ-ΛΙΜΝΟΘΑΛΑΣΣΕΣ

Κατά μήκος της παράκτιας ζώνης από το Φάληρο έως το Σούνιο υπήρχαν διασκορπισμένα παλιά αλμυρά τέλματα (salz teiche), αλμυρές λίμνες-«λαγκούνες» (salz lache) και αλυκές, που εξαφανίσθηκαν, αποξηράνθηκαν και επιχωματώθηκαν (είτε φυσικά, είτε τεχνητά). Αυτές οι γεωμορφές αποτελούσαν στο παρελθόν υγροτόπους.



Σχήμα 13. Η περιοχή της Λομβάρδας, όπου στη θέση 1 απεικονίζεται το προϋπάρχον τέλμα.

Η εξαφάνιση των παλιών αλμυρών λιμνών-«λαγκούνων» . καταγράφηκε στις περιοχές του Αγίου Κοσμά (Σχ. 4), της Βούλας (Σχ. 6), της Βούλας – Αγ. Νικολάου (Σχ. 7), της Βάρκιζας (Σχ. 9), της Λομβάρδας (Σχ. 13), του Λαγονησίου (Σχ. 10), της Σαρωνίδας (Σχ. 11), και τέλος του Σουνίου (Σχ. 14).



Σχήμα 14. Το Σούνιο στους δύο χάρτες και στην θέση1 απεικονίζεται το προϋπάρχον τέλμα.

Η συνολική έκταση που καταλάμβαναν τα τέλματα δίνεται για την κάθε περιοχή ξεχωριστά στον πίνακα 2.

Πίνακας 2. Οι εκτάσεις των τελμάτων, που μετρήθηκαν.

ΤΕΛΜΑΤΑ	ΕΜΒΑΔΟΝ (σε τετρ. μέτρα)
ΑΓΙΟΣ ΚΟΣΜΑΣ	84.138
ΒΟΥΛΑ	195.512
ΒΟΥΛΑ-ΑΓ.ΝΙΚΟΛΑΟΣ	106.587
ΒΑΡΚΙΖΑ	117.596
ΛΟΜΒΑΡΔΑ	87.565
ΛΑΓΟΝΗΣΙ	10.720
ΣΑΡΩΝΙΔΑ	18.058
ΑΓ. ΝΙΚΟΛΑΟΣ ΑΝΑΒΥΣΣΟΥ	17.356
ΣΟΥΝΙΟ	12.878

Επίσης, εκτός από τα φυσικά τέλματα διαπιστώθηκε και η εξαφάνιση των αλυκών της περιοχής της Αναβύσσου. Οι αλυκές καταλάμβαναν μία έκταση η οποία έφτανε σε εμβαδόν 560.197 τ. χλμ

3.3 ΕΠΙΧΩΜΑΤΩΣΕΙΣ & ΤΕΧΝΗΤΕΣ ΠΡΟΕΛΑΣΕΙΣ ΤΗΣ ΞΗΡΑΣ

Κατά τη διάρκεια των τελευταίων δεκαετιών έγιναν εκτεταμένες επιχωματώσεις καθώς επίσης και τεχνητές προελάσεις της ξηράς έναντι της θάλασσας, κυρίως στις περιοχές που βρίσκονται πλησιέστερα στο Φάληρο. Συγκεκριμένα τέτοιου είδους επεμβάσεις παρατηρήθηκαν κατά μήκος της παράκτιας ζώνης των περιοχών του όρμου Φαλήρου, του Αλίμου, του Αγ. Κοσμά, της Γλυφάδας, της Βούλας, του Αγ. Νικολάου Βούλας, της Βουλιαγμένης, της Βάρκιζας, του Λαγονησίου, της Σαρωνίδας και της Αναβύσσου. Το μέγεθος των μεταβολών αυτών ποικίλει και αλλού είναι εκτεταμένες και αλλού σχετικά περιορισμένες. Εξαιτίας της έλλειψης ακρίβειας στους παλαιούς χάρτες δεν είναι δυνατόν να εξαχθούν ακριβή ποσοτικά αποτελέσματα των μεταβολών.

3.4 ΑΛΛΑΓΕΣ ΤΩΝ ΧΡΗΣΕΩΝ ΤΗΣ ΓΗΣ

Στην περιοχή που ερευνήθηκε, από το 1960 και μετέπειτα, παρατηρούνται εκτεταμένες αλλαγές των χρήσεων της γης, κυρίως στις περιοχές που βρίσκονται κοντά στον Πειραιά. Οι αλλαγές των χρήσεων της γης στις παράκτιες περιοχές αφορούν κυρίως μεταβολές φυσικών εκτάσεων (καλλιεργήσιμων ή μη) σε αστικές δομημένες περιοχές. Είναι περισσότερο περιορισμένες σε περιο-

χές οι οποίες είναι απομακρυσμένες από την Αθήνα. Συγκεκριμένα αλλού εκτεταμένες και αλλού περιορισμένες αλλαγές των χρήσεων της γης καταγράφονται στις θέσεις του όρμου Φαλήρου, του Αλίμου, του Αγ. Κοσμά, της Γλυφάδας, της ευρύτερης περιοχής της Βούλας, της Βουλιαγμένης, της Βάρκιζας, του Λαγονησίου, της Σαρωνίδας, της Αναβύσσου και του Σουνίου.

3.5 ΟΙΚΙΣΤΙΚΗ ΑΝΑΠΤΥΞΗ

Μολονότι η δόμηση της Αττικής έχει αρχίσει από τους αρχαίους χρόνους, η έντονη οικιστική ανάπτυξη της παράκτιας ζώνης αρχίζει μετά το 1960. Γεγονός που είχε ως αποτέλεσμα την κάλυψη όλης της περιοχής από οικιστικά συγκροτήματα, μόνιμων κατοικιών από το Φάληρο έως τη Βούλα και κυρίως παραθεριστικών κατοικιών από τη Βούλα μέχρι το Σούνιο.

3.6 ΤΟΥΡΙΣΤΙΚΗ ΑΝΑΠΤΥΞΗ - ΚΑΤΑΣΚΕΥΗ ΤΕΧΝΙΚΩΝ ΕΡΓΩΝ

Η τουριστική ανάπτυξη στην παράκτια ζώνη της νοτιοδυτικής Αττικής είναι ιδιαίτερα έντονη ενώ παρατηρείται ανοικοδόμηση και κατασκευή διάσπαρτων τουριστικών και ξενοδοχειακών συγκροτημάτων. Επίσης σε όλη την έκταση της περιοχής μελέτης, κατασκευάστηκαν τεχνικά έργα, ευρείας κλίμακας με σκοπό την οικιστική, τουριστική και οικονομική ανάπτυξη όπως είναι οι αυτοκινητόδρομοι, οι οδικοί κόμβοι, ο παλαιός ιππόδρομος, το Στάδιο Ειρήνης & Φιλίας και οι μαρίνες.

3.7 ΕΚΤΡΟΠΗ & ΔΙΕΥΘΕΤΗΣΗ ΤΩΝ ΚΟΙΤΩΝ & ΤΩΝ ΕΚΒΟΛΩΝ ΤΩΝ ΠΕΡΙΣΣΟΤΕΡΩΝ ΠΟΤΑΜΩΝ Ή ΧΕΙΜΑΡΡΩΝ

Για την εξυπηρέτηση των ανθρώπινων δραστηριοτήτων και την ευκολότερη ανοικοδόμηση της περιοχής έγιναν εκτροπές και διευθετήσεις κοιτών και εκβολών των περισσότερων ποταμών ή χειμάρρων, που βρισκόταν κατά μήκος της περιοχής από το Φάληρο έως και τη Βουλιαγμένη. Ειδικότερα εκτροπές και διευθετήσεις κοιτών και εκβολών ποταμών ή χειμάρρων, παρατηρήθηκαν στις θέσεις του όρμου Φαλήρου, του Αλίμου, του Αγ. Κοσμά, της Γλυφάδας και της Βούλας.

3.8 ΔΙΕΥΘΕΤΗΣΗ ΤΩΝ ΑΚΤΩΝ

Διευθετήσεις ακτών διαπιστώθηκαν στις περιοχές που παρουσιάζουν μικρές κλίσεις και έχουν ομαλό ανάγλυφο. Το φαινόμενο παρατηρείται κυρίως στις λεκάνες, οι οποίες είναι πλησιέστερα στο Φάληρο, και όχι κοντά στο Σούνιο. Σκοπός αυτών των διευθετήσεων ήταν τόσο η εξυπηρέτηση των λουόμενων όσο και η διευκόλυνση του ελλιμενισμού των σκαφών.

3.9 ΕΞΑΦΑΝΙΣΗ ΤΗΣ ΠΑΛΑΙΑΣ ΒΛΑΣΤΗΣΗΣ & ΔΑΣΙΚΗΣ ΕΚΤΑΣΗΣ

Για την ευκολότερη και ανεμπόδιστη ανοικοδόμηση της περιοχής έγινε μια συστηματική προσπάθεια εξαφάνισης της παλαιάς βλάστησης και δασικής έκτασης, είτε με τους εμπρησμούς, που έπληξαν την περιοχή τις τελευταίες δεκαετίες κύρια, είτε με την εκτεταμένη αποψίλωση, που ολοκλήρωσε το έργο των καταστροφικών πυρκαγιών. Η συγκεκριμένη μεταβολή καταγράφεται σε όλες τις θέσεις που μελετήθηκαν.

4 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Οι χάρτες παλαιοτέρων εκδόσεων περιέχουν πληροφορίες για το φυσικό περιβάλλον των περιοχών που απεικονίζουν και μπορούν για το λόγο αυτό να χρησιμοποιηθούν για επιστημονικούς σκοπούς. Σήμερα με τη χρήση τεχνικών γεωγραφικών συστημάτων πληροφοριών ή μεθόδων αυτοματοποιημένης χαρτογραφίας μπορεί η επεξεργασία αυτών των χαρτών να καθίσταται εύκολη, ταχύτατη και οικονομική.

Με τη σύγκριση τοπογραφικών χαρτών, με διαφορετική χρονολογία έκδοσης καταγράφηκαν και τεκμηριώθηκαν οι μεταβολές στο φυσικό και γεωμορφολογικό περιβάλλον της παράκτιας ζώνης της νοτιοδυτικής Αττικής τα τελευταία εκατό χρόνια περίπου. Συγκεκριμένα παρατηρήθηκε η εξαφάνιση σχεδόν όλων των παράκτιων θινών, η αποξήρανση και επιχωμάτωση των παλαιών αλμυρών τελμάτων, των αλμυρών λιμνών και των αλυκών, σε όλο το μήκος της παράκτιας ζώνης της Νοτιοδυτικής Αττικής. Επίσης διαπιστώθηκαν, σε όλη την περιοχή εκτεταμένες επιχωματώσεις και τεχνητές προελάσεις της ξηράς, έντονη και πυκνή οικιστική δόμηση όλης της περιοχής, έντονη τουριστική ανάπτυξη, εκτεταμένες αλλαγές των χρήσεων της γης, κατασκευή μεγάλων τεχνικών έργων, εκτροπή και διευθέτηση των κοιτών και των εκβολών των περισσότερων ποταμών ή χειμάρρων, διευθέτηση των ακτών της εξεταζόμενης περιοχής, εξαφάνιση της παλαιάς βλάστησης και της δασικής έκτασης.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Γεωγραφική Υπηρεσία Στρατού 1991. *Φύλλο «ΑΘΗΝΑΙ–ΚΟΡΩΠΙΟΝ»*, τοπ. χάρτ., κλίμακας 1:50.000. Αθήνα.

Γεωγραφική Υπηρεσία Στρατού 1988. *Φύλλο «ΛΑΥΡΙΟΝ»*, τοπ. χάρτ., κλίμακας 1:50.000. Αθήνα.

Γεωγραφική Υπηρεσία Στρατού 1991. *Φύλλο «ΑΘΗΝΑΙ-ΠΕΙΡΑΙΕΥΣ»*, τοπ. χάρτης, κλίμακας 1:50.000. Αθήνα.

Μαργώνη, Σ. *Περιβαλλοντική εξέλιξη-συγκρότηση της περιοχής Σχοινιά της πεδιάδας του Μαραθώνα κατά το Ολόκαινο και ανθρωπογενείς επεμβάσεις για τη διαχείριση αυτής*. Διατρ. Ειδικ., Α.Π.Θ., τμήμα Γεωλογίας.

Σκυλοδήμου, Χ., 2002. *Γεωμορφολογική και περιβαλλοντική μελέτη της παράκτιας ζώνης της Νοτιοδυτικής Αττικής*. Διδακτορική διατριβή, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, 267σ.

Ψιλοβίκος, Α. Βαβλιάκης, Ε., Λάγγαλης, Θ. 1988. *Φυσικές και ανθρωπογενείς διεργασίες της πρόσφατης εξέλιξης του δέλτα του Νέστου*. Δελτ. Ε.Γ.Ε., XX, 312-324.

Allen, V.G., Kaupert V.J.A., 1882. *Karten von «ATHEN-PEIRAIEUS»*, hetausgegeben Kaiserlich Deutschen Archaologischen Institute, redaction Kaupert,v.J.A. Berlin.

Bernhardi, V., 1886. *Karten von «CAP SUNION (OST)»*, hetausgegeben Kaiserlich Deutschen Archaologischen Institute, redaction Kaupert,v.J.A. Berlin.

Bernhardi, V., 1886. *Karten von «CAP SUNION (WEST)»*, hetausgegeben Kaiserlich Deutschen Archaologischen Institute, redaction Kaupert,v.J.A. Berlin.

Carter,C.H., Benson, D.J. & Guy, D.E (1980). Man-made structures and Geomorphic changes since 1876 along the Ochio shore of Lake Erie. *In Applied Geomorphology. (Craig, R.G, Craft, J.L edit) Allen & Unwin publ.*, 148-164.

Gunasekera, R. ,1996. Feasibility studies of changes in Costline, Sri Lanka. *17th Asian Conference on Remote Sensing*. Sri Lanca. Refer from:http://gisdevelopment.net/aars/acrs/1996/ts/ts7002pf.htm

Hulsen, V. (1885), *Karten von «VARI»*, hetausgegeben Kaiserlich Deutschen Archaologischen Institute, redaction Kaupert,v.J.A, Berlin.

Nairn R. B. & Cowie N.B., 1997. Management of the Scarborough Bluffs Shoreline of Lake Ontario. In Environmental Geology of urban areas. (Eyles, N. edit.) Geological Association of Canada, publ., Newfoundland, Canada .269-283.

Wolff R., 1886. *Karten von «MARKOPULO»*, hetausgegeben Kaiserlich Deutschen Archaologischen Institute, redaction Kaupert,v.J.A. Berlin.

Zieten v. I., 1887. *Karten von «OLYMPOS»*, hetausgegeben Kaiserlich Deutschen Archaologischen Institute, redaction Kaupert,v.J.A. Berlin.

ABSTRACT

RECORDING OF THE CHANGES OF THE NATURAL GEOMORPHOLOGICAL ENVIRONMENT USING MAPS OF DIFFERENT ISSUE DATE. AN EXAMPLE FROM THE COASTAL ZONE OF THE SOUTH-WESTERN ATTICA.

Verikiou-Papaspiridakou E.[1], Skilodimou H.[1], and Bathrellos G.[1]

[1] *Department of Geography-Climatology, School of Geology, National and Kapodistrian University of Athens, 157 84, Athens, gbath@senate.uoa.gr, hskilodimou@euof.uoa.gr*

This paper deals with the recording of the changes of the natural geomorphologic environment of the southwestern coastal zone of Attica through the comparison of two different series of maps. The first series is dated from 1882 until 1887 and the second is a recent one by the Geographic Military Service (GMS). Thirteen different regions were studied in total.

When studying and comparing the regions on the maps along with the on site research, we observed that the natural geographical features of the coastal zone have been altered via the human interference. To be more specific, the coastal dunes have almost vanished and the old lagoons have been dried or banked up. Finally, the surface covered by the coastal dunes and the lagoons was also measured.

It is remarkable to add that the whole region is characterized by intense filling up, artificial expansion of the land against the sea, dense construction of buildings, important tourist development, changes of the land use, public works, riverbed management and disappearance of the past flora and the forestry areas.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

Η ΑΝΑΠΤΥΞΗ ΤΟΥ ΥΔΡΟΓΡΑΦΙΚΟΥ ΔΙΚΤΥΟΥ ΤΟΥ ΠΟΡΤΑΪΚΟΥ ΠΟΤΑΜΟΥ ΤΗΣ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ

Βρουχάκης Ι., Βουβαλίδης Κ., Σφέικος Α., Μαργώνη Σ.
Τομέας Φυσικής και Περιβαλλοντικής Γεωγραφίας, Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ. 541-24 Θεσσαλονίκη, gorilas@geo.auth.gr, vouval@geo.auth.gr, aris3kala@yahoo.com, margon@geo.auth.gr

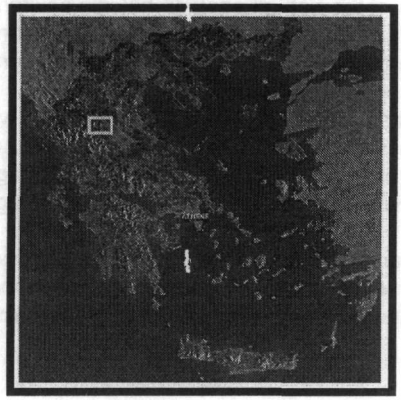
ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Ο Πορταϊκός ποταμός είναι παραπόταμος του Πηνειού ποταμού. Αποστραγγίζει το δυτικό τμήμα της λεκάνης της Θεσσαλίας και συγκεκριμένα το νότιο τμήμα του νομού Τρικάλων, στο όριο σχεδόν με τον νομό Καρδίτσας. Η υδρολογική του λεκάνη έχει έκταση 294 Km^2 και αποτελεί το 2,8 % της συνολικής έκτασης της λεκάνης απορροής του Πηνειού. Η γενική διεύθυνση της υδρολογικής του λεκάνης είναι ΝΔ – ΒΑ.

Η ανάπτυξη του υδρογραφικού δικτύου του Πορταϊκού ποταμού παρουσιάζει ορισμένα χαρακτηριστικά μορφομετρικά γνωρίσματα. Για την ανάλυσή του χρησιμοποιήθηκαν ψηφιακά δεδομένα τα οποία επεξεργάστηκαν με την χρήση λογισμικού Γεωγραφικών Συστημάτων Πληροφοριών. Η ανάλιση του υδρογραφικού δικτύου, με την εφαρμογή όλων των νόμων της υδρογραφικής συνθέσεως, έδειξε μια χαρακτηριστική απόκλιση στην ανάπτυξη κλάδων $4^{ης}$ και $5^{ης}$ τάξης. Ο υπολογισμός των τιμών της υδρογραφικής πυκνότητας και συχνότητας για τις επιμέρους υπολεκάνες, έδειξε ότι αυτές επηρεάζονται σημαντικά από τη γεωλογία. Σε ορισμένες μάλιστα περιοχές προηγούμενα υδρογραφικά χαρακτηριστικά έχουν κληρονομηθεί σε υποκείμενα πετρώματα που συνθέτουν το σημερινό επιφανειακό ανάγλυφο. Η κατασκευή των ροδοδιαγραμμάτων διευθύνσεων των κλάδων έδειξε να υπάρχει σαφής προτίμηση στην ανάπτυξη του υδρογραφικού δικτύου σε δύο κύριες διευθύνσεις, σχεδόν κάθετες μεταξύ τους, μιας ΒΑ-ΝΔ και άλλης ΒΔ-ΝΑ. Τέλος η κατασκευή των υψομετρικών ολοκληρωμάτων έδειξε ότι το υδρογραφικό δίκτυο του Πορταϊκού ποταμού αναπτύχθηκε πάνω σε μια χερσαία μάζα που ανυψωνόταν στο δυτικό τεκτονικό περιθώριο της λεκάνης της Θεσσαλίας.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η εξεταζόμενη λεκάνη απορροής του Πορταϊκού ποταμού βρίσκεται στο δυτικό τμήμα της Θεσσαλίας και πιο συγκεκριμένα στο νότιο τμήμα του νομού Τρικάλων στο όριο σχεδόν του νομού αυτού με τον νομό Καρδίτσας, λίγα χιλιόμετρα ΔΝΔ της ομώνυμης πόλης των Τρικάλων. Ορίζεται γεωγραφικά από τις εξής συντεταγμένες :



ΑΓΜ : 21° 26' 55" – 21° 43' 28"
ΒΓΠ : 39° 22' 40" – 39° 37' 42"

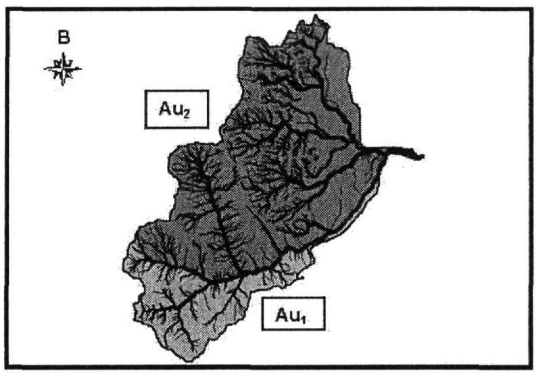
Η γενική διεύθυνση της λεκάνης του Πορταϊκού ποταμού είναι ΝΔ – ΒΑ. Ο κύριος κλάδος του ποταμού ξεκινάει από την οροσειρά της νότιας Πίνδου (περιοχή Στουρναρέικα) από υψόμετρο 1500-1600 μέτρων περίπου. Στην συνέχεια τέμνει εγκάρσια την απότομη οροσειρά του Κόζιακα στην περιοχή της Πύλης και αφού ενωθεί με πλήθος άλλων παραποτάμων και ρεμάτων καταλήγει στη θεσσαλική πεδιάδα όπου και συμβάλλει στον Πηνειό ποταμό.

2 ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΗ ΛΕΚΑΝΗ

Η λεκάνη απορροής του Πορταϊκού ποταμού οριοθετείται δυτικά από την οροσειρά της νότιας Πίνδου και ανατολικά από την θεσσαλική πεδιάδα, στο ύψος του Πηνειού ποταμού. Προς βορρά ξεκινάει περίπου 9 Km νότια της Καλαμπάκας ενώ νότια αποτελεί ουσιαστικά το όριο μεταξύ των νομών Τρικάλων και Καρδίτσας. Καλύπτει επιφάνεια περίπου 294 Km^2, η οποία διαρρέεται από ένα πυκνό υδρογραφικό δίκτυο.

Η λεκάνη αυτή αποτελείται από δύο επιμέρους λεκάνες, οι οποίες διαχωρίζονται από την επιμήκη οροσειρά του Κόζιακα (Κερκέτιο όρος) και επικοινωνούν μεταξύ τους στην περιοχή των στενών της Πύλης.

Η κύρια κοίτη του Πορταϊκού έχει συνολικό μήκος 31,9 Km, ενώ χαρακτηριστικό είναι το γεγονός ότι το μεγαλύτερο τμήμα αυτής βρίσκεται δίπλα στον υδροκρίτη της υδρολογικής λεκάνης με αποτέλεσμα το υδρογραφικό δίκτυο να παρουσιάζει μια εντελώς ασύμμετρη ανάπτυξη εκατέρωθεν του κυρίου κλάδου (Σχ. 1).



Σχήμα 1. Ασύμμετρη ανάπτυξη του υδρογραφικού δικτύου του Πορταϊκού. Η σκούρα και η ανοιχτόχρωμη επιφάνεια απεικονίζουν τις περιοχές ανάπτυξης του δικτύου εκατέρωθεν του κυρίου κλάδου του Πορταϊκού.

Η πορεία της κύριας κοίτης είναι στην αρχή ΒΔ-ΝΑ για περίπου 7,5 km. Στη συνέχεια κάμπτεται και συνεχίζει για περίπου 21 km με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ μέχρι σχεδόν τη συμβολή της με τον Πηνειό ποταμό.

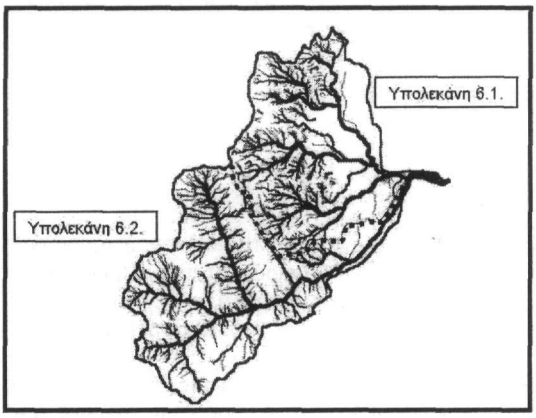
Αν διαιρέσουμε το εμβαδό Au_1 της ανοιχτόχρωμης επιφάνειας κάτω από τον κύριο κλάδο προς το εμβαδό Au_2 της σκουρόχρωμης επιφάνειας πάνω από αυτόν, προκύπτει ο «δείκτης ασυμμετρίας» για την υδρολογική λεκάνη του Πορταϊκού (Ψιλοβίκος, 1990). Έτσι θα έχουμε:

$$\mathbf{Au_1/\ Au_2} = 61/229 \approx \mathbf{1/4.}$$

3 ΑΝΑΛΥΣΗ ΥΔΡΟΓΡΑΦΙΚΟΥ ΔΙΚΤΥΟΥ

3.1 Εφαρμογή του 1ου Νόμου του Horton (αριθμού των κλάδων).

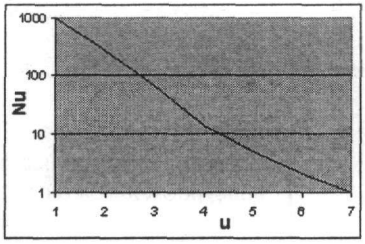
Στην παρούσα εργασία εφαρμόστηκε ο 1ος νόμος του Horton τόσο για ολόκληρη τη λεκάνη του Πορταϊκού ποταμού, όσο και για τις δύο υπολεκάνες 6ης τάξης. Στο Σχήμα 2 φαίνεται το υδρογραφικό δίκτυο του Πορταϊκού και οι δύο υπολεκάνες 6ης τάξης στις οποίες γίνεται αναφορά, ενώ στο Σχήμα 3 παρουσιάζονται τα διαγράμματα που προκύπτουν από την εφαρμογή του 1ου νόμου στις λεκάνες αυτές. Στα παρακάτω διαγράμματα ο κατακόρυφος άξονας είναι λογαριθμικός και εκφράζει τον αριθμό των κλάδων Nu, ενώ ο οριζόντιος άξονας είναι απλός αριθμητικός και εκφράζει την τάξη των κλάδων u.



Σχήμα 2. Υδρογραφικό δίκτυο του Πορταϊκού ποταμού και οι υπολεκάνες 6ης τάξης. Με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή απεικονίζονται τα όρια των δύο υπολεκανών.

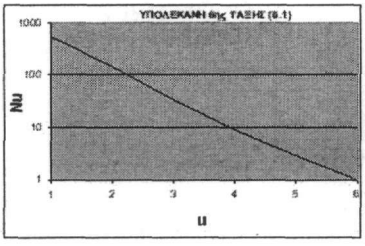
Από το διάγραμμα που προκύπτει για ολόκληρη τη λεκάνη παρατηρούμε ότι υπάρχει μια απόκλιση της ευθείας για τους κλάδους 4ης τάξης (μείωση του αριθμού τους).

u	Nu	Rb
1	1000	
2	263	3,8
3	66	3,98
4	14	4,71
5	5	2,8
6	2	2,5
7	1	2



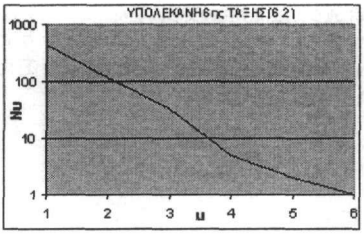
Α. 1ος Νόμος του Horton για ολόκληρη τη λεκάνη.

u	Nu	Rb
1	546	
2	144	3.79
3	36	4.11
4	9	3.88
5	3	3
6	1	3



Β. 1ος Νόμος του Horton για την πρώτη υπολεκάνη 6ης τάξης (6.1).

u	Nu	Rb
1	454	
2	119	3.8
3	31	3.8
4	5	6.2
5	2	2.5
6	1	2



Γ. 1ος Νόμος του Horton για την δεύτερη υπολεκάνη 6ης τάξης (6.2).

Σχήμα 3. Η εφαρμογή του 1ου Νόμου του Horton για την υδρολογική λεκάνη του Πορταϊκού ποταμού και για τις δύο κύριες υπολεκάνες 6ης τάξης.

Παρατηρώντας τα διαγράμματα βλέπουμε ότι στην υπολεκάνη 6.1. υπάρχει μια μικρή απόκλιση της ευθείας στους κλάδους $4^{ης}$ τάξης ενώ στην υπολεκάνη 6.2. υπάρχει σαφής απόκλιση στους κλάδους $4^{ης}$ και $5^{ης}$ τάξης. Θέλοντας να ερμηνεύσουμε τις αποκλίσεις αυτές μπορούμε να πούμε ότι:

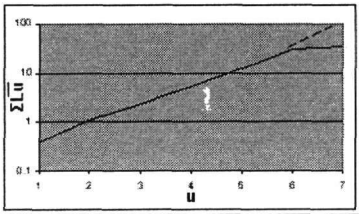
I. η υπολεκάνη 6.1. βρίσκεται κατά ένα μεγάλο μέρος της στο περιθώριο του τεκτονικού βυθίσματος της Θεσσαλίας, επηρεαζόμενη έτσι άμεσα από το γεγονός αυτό, κάτι που απεικονίζεται με την μη ομαλή ανάπτυξη των κλάδων $4^{ης}$ τάξης

II. για την υπολεκάνη 6.2 οι αποκλίσεις αυτές οφείλονται αφενός μεν στην γεωλογία που επικρατεί σε αυτήν, αφετέρου δε στην τεκτονική. Η επίδραση της δεύτερης έχει ως αποτέλεσμα την ανάπτυξη μιας κλιμακωτής μορφής υδρογραφικού δικτύου. Οι κλάδοι $3^{ης}$ τάξης συμβάλλουν απευθείας με τους κλάδους $5^{ης}$ τάξης αποτρέποντας έτσι την δημιουργία κλάδων $4^{ης}$ τάξης.

3.2 Εφαρμογή του $2^{ου}$ Νόμου του Horton (μήκους των κλάδων).

Η εφαρμογή του $2^{ου}$ νόμου του Horton έγινε και αυτή τόσο στην κύρια λεκάνη όσο και στις δύο υπολεκάνες $6^{ης}$ τάξης. Η γραφική παράσταση και εδώ δίνεται από ένα διάγραμμα στο οποίο ο κατακόρυφος άξονας είναι λογαριθμικός και εκφράζει το αθροιστικό μέσο μήκος των κλάδων ΣLu, ενώ ο οριζόντιος άξονας είναι απλός αριθμητικός και εκφράζει την τάξη των κλάδων u.

U	Nu	Lu (km)	L̄ū (km)	ΣL̄ū (km)	R_L
1	1000	393,7	0,39	0,39	
2	263	171,6	0,65	1,04	2,67
3	66	83,34	1,26	2,3	2,21
4	14	40,48	2,89	5,19	2,26
5	5	34,62	6,92	12,11	2,33
6	2	35,35	17,67	29,78	2,46
7	1	4,28	4,28	34,06	1,14

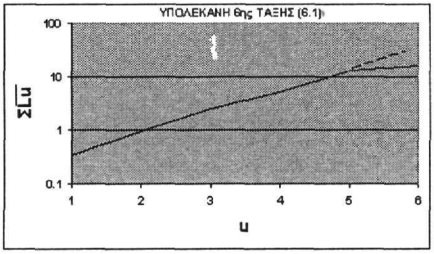


Σχήμα 4. Η εφαρμογή του $2^{ου}$ Νόμου του Horton για ολόκληρη τη υδρολογική λεκάνη του Πορταϊκού ποταμού.

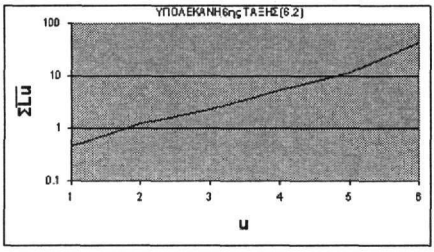
Από το παραπάνω διάγραμμα παρατηρούμε ότι η ευθεία διατηρείται μέχρι και τους κλάδους $6^{ης}$ τάξης ενώ μετά παρεκλίνει. Παρατηρώντας την υδρολογική μας λεκάνη στο σημείο ένωσης των δύο κλάδων $6^{ης}$ τάξης, βλέπουμε ότι ο σχηματιζόμενος κλάδος $7^{ης}$ τάξης έχει μικρό μήκος διότι αμέσως συμβάλλει με τον Πηνειό. Το γεγονός αυτό είναι που προκαλεί την απόκλιση στην γραφική παράσταση.

Κάτι ανάλογο συμβαίνει όπως βλέπουμε παρακάτω και στην πρώτη υπολεκάνη $6^{ης}$ τάξης, όπου το μήκος του κλάδου $6^{ης}$ τάξης είναι μικρό, διότι ενώνεται αμέσως σχεδόν με τον άλλο κλάδο $6^{ης}$ τάξης προς σχηματισμό αυτού της $7^{ης}$. Αποτέλεσμα η απόκλιση από την ευθεία στο σημείο μεταξύ των κλάδων $5^{ης}$ και $6^{ης}$ τάξης.

u	Nu	Lu (km)	L̄ū (km)	ΣL̄ū (km)	R_L
1	546	188,1	0,34	0,34	
2	144	83,57	0,58	0,92	2,7
3	35	51,26	1,46	2,38	2,59
4	9	24,53	2,72	5,1	2,14
5	3	21,83	7,28	12,38	2,43
6	1	3,38	3,38	15,76	1,27



u	Nu	Lu (km)	L̄ū (km)	ΣL̄ū (km)	R_L
1	454	205,7	0,45	0,45	
2	119	88,04	0,74	1,19	2,64
3	31	32,08	1,03	2,22	1,86
4	5	15,95	3,19	5,41	2,44
5	2	12,79	6,39	11,8	2,18
6	1	31,97	31,97	43,77	3,71



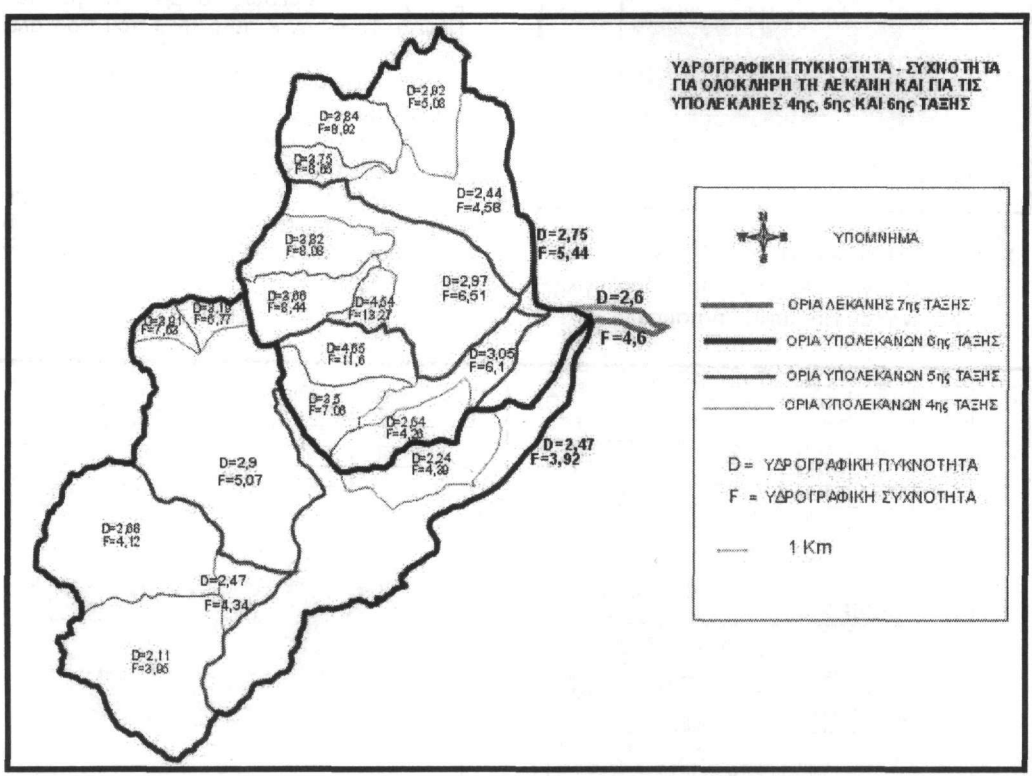
Σχήμα 5. Η εφαρμογή του 2^{ου} Νόμου του Horton για τις δύο κύριες υπολεκάνες 6^{ης} τάξης του Πορταϊκού ποταμού.

Στο διάγραμμα της υπολεκάνης 6.2 βλέπουμε ότι η καμπύλη που προκύπτει τείνει να σχηματίσει ευθεία παρουσιάζοντας μικροαποκλίσεις. Σε μερικές υπολεκάνες μικρότερης τάξης οι αποκλίσεις αυτές γίνονται ακόμα πιο αισθητές, χωρίς όμως να είναι συγκεκριμένη η τάξη στην οποία παρουσιάζονται. Και σε αυτή την περίπτωση η πιθανότερη αιτία είναι η τεκτονική, που λόγω των ρηγμάτων, προκαλεί κατακερματισμό στα πετρώματα με αποτέλεσμα την ανάπτυξη και αύξηση του μέσου μήκους των κλάδων.

Όπως είναι φυσικό, απόλυτη ευθεία είναι εξαιρετικά δύσκολο να προκύψει για οποιοδήποτε φυσικό μελετούμενο υδρογραφικό δίκτυο. Τόσο ο πρώτος όσο και ο δεύτερος νόμος του Horton αναφέρονται σε ένα μοντέλο υδρογραφικού δικτύου, το οποίο έχει αναπτυχθεί τέλεια πάνω σε ένα εντελώς ισότροπο μέσο χωρίς την επίδραση της τεκτονικής. Στην περίπτωση μας, από την μία η τεκτονική και από την άλλη η ανισοτροπία των πετρωμάτων έχουν επιδράσει στην διαμόρφωση του υδρογραφικού δικτύου, γεγονός που αποτυπώνεται σε όλα τα διαγράμματα τόσο των μεγάλων λεκανών όσο και σε αυτά των μικρότερων τάξεων.

3.3 Υδρογραφική πυκνότητα και συχνότητα.

Ως υδρογραφική πυκνότητα (ή πυκνότητα αποστραγγίσεως), ονομάζεται ο λόγος του συνολικού μήκους των κλάδων των κοιτών όλων των τάξεων σε μία λεκάνη απορροής, προς το εμβαδόν της λεκάνης αυτής. Εκφράζει έτσι τον αριθμό των km (ή m) μέσα σε μια κοίτη ρεύματος, η οποία διατηρείται από επιφάνεια αποστραγγίσεως 1 km^2 (ή m^2), (Horton 1945, από Αστάρα 1980). Συμβολίζεται με D, έχει μαθηματικό τύπο *Du = (ΣL)u/Au* και μετριέται σε km^{-1} (ή m^{-1}).



Σχήμα 6. Οι τιμές υδρογραφικής πυκνότητας και συχνότητας για τις υπολεκάνες 6^{ης} 5^{ης} και 4^{ης} τάξης του υδρογραφικού δικτύου του Πορταϊκού ποταμού.

Υδρογραφική συχνότητα ονομάζεται ο λόγος του συνολικού αριθμού των κλάδων των κοιτών όλων των τάξεων σε μία λεκάνη απορροής, προς το εμβαδόν της λεκάνης αυτής (Horton 1945, από Αστάρα 1980). Συμβολίζεται με Fu, έχει τύπο $Fu = (\Sigma N)u / Au$ και μετριέται σε Km^{-2}. Αυτή είναι μια συμπληρωματική μέτρηση της υφής του αναγλύφου, αλλά είναι ανεξάρτητη της υδρογραφικής πυκνότητας, γιατί εξαρτάται μόνο από τον αριθμό των κοιτών και όχι από το μήκος τους.

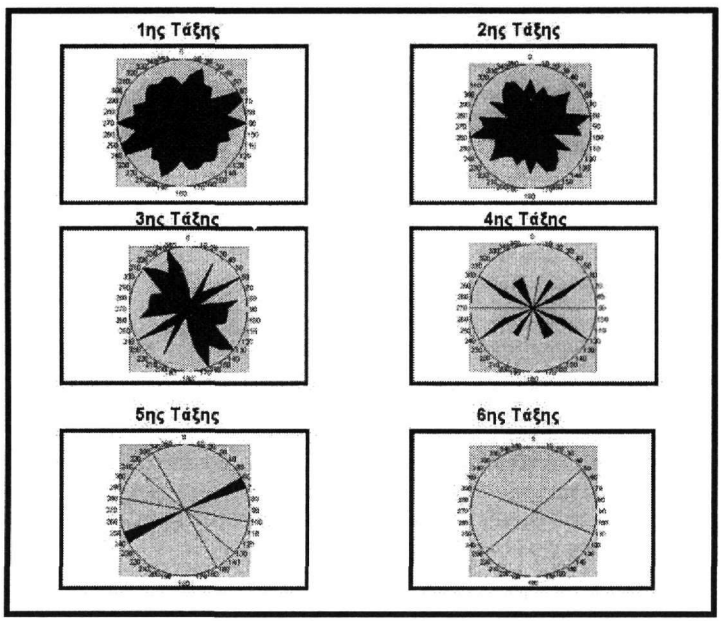
Στο παραπάνω σχήμα 6 φαίνονται οι υδρογραφικές πυκνότητες (D) και συχνότητες (F) για ολόκληρη τη λεκάνη καθώς και για τις υπολεκάνες $6^{ης}$, $5^{ης}$ και $4^{ης}$ τάξης. Όπως παρατηρείται, οι τιμές της υδρογραφικής πυκνότητας κυμαίνονται από 2,11 έως 4,65 km^{-1} ενώ αυτές τις υδρογραφικής συχνότητας από 3,92 έως 13,27 km^{-2}, τιμές δηλαδή αρκετά υψηλές για τις περισσότερες από τις προαναφερόμενες υπολεκάνες (Σωτηριάδης & Ψιλοβίκος 1984).

Αυτό που πρέπει να αναφερθεί είναι ότι μερικές από αυτές παρουσιάζουν πολύ υψηλές τιμές D και F. Αξιοσημείωτο είναι μάλιστα ότι οι υψηλές τιμές πυκνότητας υπάρχουν και σε ασβεστολιθικές περιοχές. Μια πιθανή εξήγηση είναι ότι πρόκειται για "κληρονομημένο" υδρογραφικό δίκτυο από τους επωθημένους, πάνω στον ασβεστόλιθο, οφειολίθους. Το δίκτυο αυτό δηλαδή αναπτύχθηκε αρχικά πάνω στους οφειολίθους, οι οποίοι στη συνέχεια διαβρώθηκαν και το υπάρχον δίκτυο αποτυπώθηκε στους υποκείμενους ασβεστολίθους.

Αναφορικά τώρα με τις υψηλές τιμές της υδρογραφικής συχνότητας σε όλη γενικά την περιοχή, αυτές είναι δείγμα της πρόσφατης ανάπτυξης του υδρογραφικού δικτύου και των διεργασιών ανανέωσης-αναγέννησης του Πορταϊκού.

3.4 Η επιρροή της γεωλογικής δομής και της τεκτονικής στην ανάπτυξη του υδρογραφικού δικτύου.

Στην εργασία αυτή κατασκευάστηκαν και παρατίθενται παρακάτω (Σχ. 7), ροδοδιαγράμματα διευθύνσεων για κάθε τάξη κλάδων για την κύρια λεκάνη. Σκοπός των ροδοδιαγραμμάτων αυτών είναι να επιβεβαιώσουν την σχέση που υπάρχει μεταξύ της τεκτονικής και της διεύθυνσης των κλάδων του υδρογραφικού δικτύου συγκρίνοντας τις επικρατούσες διευθύνσεις των τεκτονικών στοιχείων με τις αντίστοιχες διευθύνσεις των κλάδων του δικτύου.



Σχήμα 7. Ροδοδιαγράμματα διευθύνσεων των κλάδων όλων των τάξεων για ολόκληρη τη λεκάνη.

Η υδρολογική λεκάνη του Πορταϊκού ποταμού αναπτύσσει το δίκτυο της στο Δυτικό τμήμα σε σχηματισμούς της σειράς Κόζιακα (Λέκκας 1988) ενώ το Ανατολικό Νοτιοανατολικό της τμήμα

αναπτύσσεται πάνω στους σχηματισμούς της Ζώνης Πίνδου. Μέρος της λεκάνης αναπτύσσεται και στις αποθέσεις της θεσσαλικής πεδιάδας.

Οι ρηξιγενής τεκτονικές δομές της περιοχής για την οικονομία της παρούσας εργασίας, μπορούν να διακριθούν σε δύο μεγάλες ομάδες με σχετική χρονική διαδοχή (Λέκκας1988, Caputo R. 1990):

Ομάδα Α: Περιλαμβάνει τα περιθωριακά κανονικά ρήγματα της Μεσοελληνικής αύλακας που ουσιαστικά την οριοθετούν και φέρνουν σε επαφή τους σχηματισμούς της ενότητας Δυτικής Θεσσαλίας με τους Μολασσικούς σχηματισμούς. Έτσι πρόκειται για ρήγματα ίδιας ηλικίας με την ηλικία των Μολασσικών σχηματισμών δηλαδή Ολιγοκαίνου – Μειοκαίνου. Η επικρατούσα διεύθυνση των ρηγμάτων αυτών είναι ΒΔ – ΝΑ.

Στην ομάδα αυτή εντάσσονται και τα παλαιότερα επωθητικά και ανάστροφα ρήγματα που τοποθετούν την σειρά Κόζιακα επί των σχηματισμών της Πίνδου.

Ομάδα Β: Περιλαμβάνει κανονικά κυρίως ρήγματα τα οποία τέμνουν όλες τις προϋπάρχουσες δομές, φέρνουν σε επαφή Αλπικούς σχηματισμούς με σύγχρονες αποθέσεις, δημιουργούν έντονες μορφολογικές ανωμαλίες, καλύπτονται συχνά από πλευρικά κορήματα και έχουν εν γένει όλα τα χαρακτηριστικά πρόσφατων διαρρήξεων. Η ηλικία τους τοποθετείται στο Πλειόκαινο– Τεταρτογενές και η διεύθυνση τους ΒΑ – ΝΔ.

Στο παραπάνω Σχήμα 7 φαίνονται τα ροδοδιαγράμματα διευθύνσεων των κλάδων όλων των τάξεων για ολόκληρη τη λεκάνη. Από την ανάλυσή τους προκύπτουν τα εξής:

Στα ροδοδιαγράμματα μικρών τάξεων ($1^{ης}$ και $2^{ης}$) η επικρατούσα διεύθυνση των κλάδων είναι ΒΑ – ΝΔ και Α – Δ, συμπίπτει δηλαδή με την επικρατούσα διεύθυνση των νεωτέρων ρηγμάτων ηλικίας Πλειοκαίνου – Τεταρτογενούς. Οι πιο πρόσφατοι δηλαδή κλάδοι του υδρογραφικού δικτύου δείχνουν να έχουν επηρεαστεί από την νεοτεκτονική του Τεταρτογενούς. Από την άλλη πλευρά η καλή ανάπτυξη των κλάδων αυτών σχεδόν κάθετα με τους μεγαλύτερους κλάδους οφείλεται στη ευνοϊκή γεωλογική δομή της περιοχής.

Στα ροδοδιαγράμματα των μεγαλυτέρων τάξεων ($3^{ης}$ και $4^{ης}$) η επικρατούσα διεύθυνση των κλάδων είναι ΒΔ – ΝΑ, συμπίπτει δηλαδή με την διεύθυνση των ρηγμάτων ηλικίας Ολιγοκαίνου – Μειοκαίνου ρήγματα δηλαδή παλαιότερα από αυτά που επηρρέασαν τους νεώτερους κλάδους.

Με βάση τα παραπάνω λοιπόν θα μπορούσε να ειπωθεί ότι υπάρχει σαφής σχέση της τεκτονικής με την ανάπτυξη του υδρογραφικού δικτύου με τους νεώτερους κλάδους να ακολουθούν τα πιο πρόσφατα ρήγματα και τους παλαιότερους κλάδους να ακολουθούν τα παλαιότερα ρήγματα. Την σχέση αυτή έρχεται να συμπληρώσει η γεωλογία, που με τη σειρά της συμβάλλει στην διαμόρφωση των κλάδων του υδρογραφικού δικτύου επιτρέποντας τους να αναπτυχθούν πάνω στις διευθύνσεις που δημιούργησε η τεκτονική.

Κάτι ανάλογο συμβαίνει και στις δύο υπολεκάνες $6^{ης}$ τάξης γεγονός που ενισχύει τα όσα αναφέρθηκαν παραπάνω για άμεση σχέση τεκτονικής και γεωλογίας στην ανάπτυξη του υδρογραφικού δικτύου.

4 ΑΝΑΛΥΣΗ ΑΝΑΓΛΥΦΟΥ

4.1 Υψομετρικό ολοκλήρωμα – υψομετρική καμπύλη.

Για την ανάλυση του αναγλύφου της περιοχής μελέτης υπολογίστηκε αρχικά η υψομετρική καμπύλη και το υψομετρικό ολοκλήρωμα για ολόκληρη τη λεκάνη και μετέπειτα, θα δούμε στη συνέχεια γιατί, και για τις δύο υπολεκάνες $6^{ης}$ τάξης.

Το υψομετρικό ολοκλήρωμα είναι η έκφραση, με μία τιμή, του σταδίου απογυμνώσεως μιας λεκάνης απορροής. Η υψομετρική καμπύλη δείχνει με απλό τρόπο την κατανομή της μάζας του αναγλύφου μέσα στη λεκάνη, μια λεκάνη που ορίζεται από την περίμετρό της και από δύο επίπεδα, ένα βασικό επίπεδο διερχόμενο από το στόμιο της λεκάνης και ένα επίπεδο κορυφής διερχόμενο από το ψηλότερο σημείο του υδροκρίτη της λεκάνης. Με τον παραπάνω τρόπο η υψομετρική καμπύλη περιγράφει τη λεκάνη απορροής σε μια κατά μήκος τομή (Αστάρας 1980).

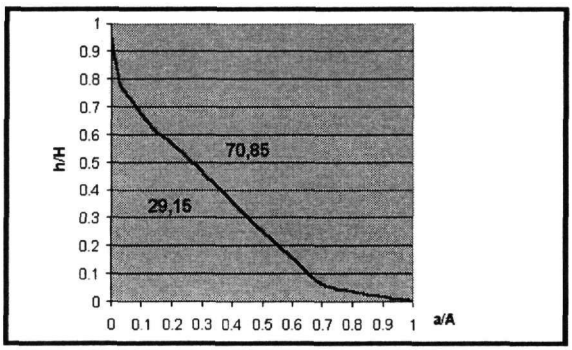
Για να κατασκευάσουμε την υψομετρική καμπύλη, στον άξονα x τοποθετούμε τις τιμές a_1/A, όπου a_1 το επίμερους κάθε φορά αθροιζόμενο εμβαδό και Α το ολικό εμβαδό της λεκάνης και στον άξονα y τις τιμές h/H, όπου h η υψομετρική διαφορά μεταξύ της μετρούμενης επιφάνειας και του στομίου της λεκάνης και Η η υψομετρική διαφορά από το στόμιο εως την κορυφή της λεκάνης. Έτσι ύστερα από υπολογισμούς για την εξεταζόμενη λεκάνη κατασκευάσθηκε ο παρακάτω πίνακας και στη συνέχεια έγινε η υψομετρική καμπύλη για ολόκληρη τη λεκάνη.

	1800m	1700m	1600m	1500m	1400m
x = a/A	0.304 / 293.7 = 0.00103	1.781 / 293.7 = 0.006	5.026 / 293.7 = 0.017	7.434 / 293.7 = 0.025	17.85 / 293.7 = 0.06
y = h/H	1690 / 1760 = 0.96	1590 / 1760 = 0.903	1490 / 1760 = 0.847	1390 / 1760 = 0.79	1290 / 1760 = 0.733
	1300m	1200m	1100m	1000m	900m
x = a/A	29.32 / 293.7 = 0.1	41.65 / 293.7 = 0.142	60.99 / 293.7 = 0.208	76.72 / 293.7 = 0.261	92.92 / 293.7 = 0.316
y = h/H	1190 / 1760 = 0.676	1090 / 1760 = 0.619	990 / 1760 = 0.562	890 / 1760 = 0.506	790 / 1760 = 0.449
	800m	700m	600m	500m	400m
x = a/A	108.6 / 293.7 = 0.37	124.3 / 293.7 = 0.423	140.6 / 293.7 = 0.479	156.9 / 293.7 = 0.534	173.5 / 293.7 = 0.59
y = h/H	690 / 1760 = 0.392	590 / 1760 = 0.335	490 / 1760 = 0.278	390 / 1760 = 0.222	290 / 1760 = 0.165
	300m	200m			
x = a/A	190.7 / 293.7 = 0.649	212.8 / 293.7 = 0.724			
y = h/H	190 / 1760 = 0.108	90 / 1760 = 0.051			

Σχήμα 8. Πίνακας τιμών για ολόκληρη την υδρολογική λεκάνη.

Στις παραπάνω τιμές πρέπει επίσης να συμπεριλάβουμε αυτές για:

- $a = 0 \Rightarrow x = 0$ και επειδή τότε $h = H \Rightarrow y = 1$
- $h = 0 \Rightarrow y = 0$ και επειδή τότε $a = A \Rightarrow x = 1$



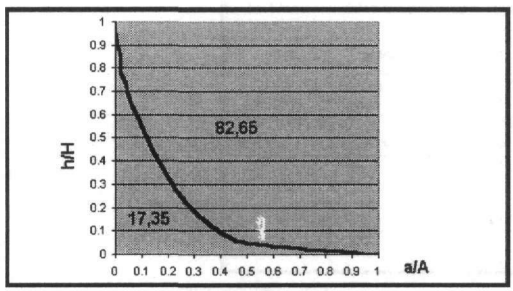
Σχήμα 9. Υψομετρική καμπύλη για ολόκληρη την υδρολογική του Πορταϊκού ποταμού.

Το εμβαδό κάτω από την σχηματιζόμενη υψομετρική καμπύλη αποτελεί το 29,15 % του ολικού τετραγώνου, δηλαδή αντιστοιχεί σε ένα υψομετρικό ολοκλήρωμα S = 29,15 %. Σύμφωνα με τον Strahler (1952, 1957, 1964) η μετάβαση από το στάδιο της «νεότητας» στο στάδιο της «ωριμότητας», ανταποκρίνεται κατά προσέγγιση στο υψομετρικό ολοκλήρωμα S = 60% και από το στάδιο της «ωριμότητας» σε αυτό του «γήρατος» στο S = 35% (Αστάρας 1980).

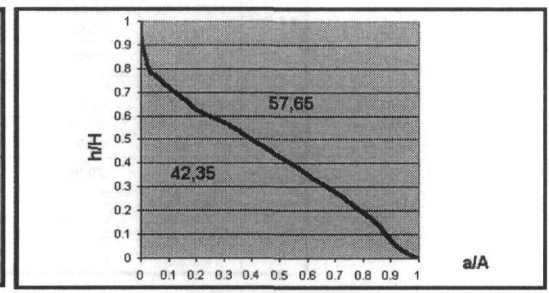
Η τιμή του υψομετρικού ολοκληρώματος δεν αποτελεί έκφραση του όγκου που έχει διαβρωθεί και μεταφερθεί σε κάθε λεκάνη, γιατί δεν πρόκειται για μια στατική περιοχή που διαβρωνόταν αλλά για μια τεκτονικά διαμορφωμένη περιοχή που προέκυψε από μεγάλες κατακόρυφες μετακινήσεις. Έτσι εξηγείται η μορφή της υψομετρικής καμπύλης καθώς και η μικρή τιμή του υψομετρικού ολοκληρώματος, που σε διαφορετική περίπτωση θα έδειχνε μια περιοχή που βρίσκεται σε στάδιο γήρατος. Εξάλλου σύμφωνα με τον Strahler (1952, 1954, 1958, 1964) τέτοιες μορφές υψομετρικών καμπυλών και τόσο χαμηλές τιμές υψομετρικών ολοκληρωμάτων δείχνουν περιοχές, που μπορεί να εμφανίζουν μορφή σταδίου γήρατος αλλά στην πραγματικότητα αποτελούν μεταβατικό στάδιο (monadnock phase). Τους συντελεστές αυτούς επομένως δεν μπορούμε να τους δούμε σαν απόλυτες τιμές, αλλά μόνο σαν συγκριτικές τιμές μεταξύ υπολεκανών.

Για το λόγο αυτό στη συνέχεια κατασκευάστηκαν οι υψομετρικές καμπύλες και υπολογίστηκαν τα υψομετρικά ολοκληρώματα για τις δύο υπολεκάνες 6ης τάξεως με σκοπό να συγκριθούν μετέπειτα οι τιμές τους.

Όπως φαίνεται, το υψομετρικό ολοκλήρωμα για την ανατολική υπολεκάνη είναι αρκετά χαμηλό (17,35%) σε σχέση με αυτό της δυτικής υπολεκάνης (42,35%) ενώ η τιμή του για όλη τη λεκάνη έχει μια ενδιάμεση τιμή (29,15%).



ΥΠΟΛΕΚΑΝΗ 6.1



ΥΠΟΛΕΚΑΝΗ 6.2

Σχήμα 10. Υψομετρικές καμπύλες για τις δύο κύριες υπολεκάνες 6ης τάξης (6.1 και 6.2) του Πορταϊκού ποταμού.

Η διαφορά αυτή στην τιμή του υψομετρικού ολοκληρώματος μεταξύ των δύο υπολεκανών 6ης τάξεως οφείλεται στο γεγονός ότι ένα μεγάλο τμήμα της ανατολικής υπολεκάνης αναπτύσσεται μέσα στη τεκτονική λεκάνη της Θεσσαλίας, δηλαδή σε πεδινή περιοχή με ομαλό ανάγλυφο. Αντίθετα η δυτική υπολεκάνη βρίσκεται μέσα σε ορεινό όγκο με απότομο ανάγλυφο και χρειάζεται περισσότερο χρόνο έτσι ώστε να προχωρήσει η διάβρωση και η υψομετρική της καμπύλη να φθάσει στο όριο ισορροπίας.

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η υδρολογική λεκάνη του Πορταϊκού ποταμού παρουσιάζει μια εντελώς ασύμμετρη ανάπτυξη (δείκτης ασυμμετρίας 1/4) γεγονός που οφείλεται τόσο στη γεωλογία των πετρωμάτων όσο και στην τεκτονική.

Η μορφή του υδρογραφικού δικτύου μπορεί να χαρακτηριστεί κατά τόπους δενδριτική, παρουσιάζει όμως σε ορισμένες περιοχές στοιχεία τόσο κλιμακωτής, όσο και υποπαράλληλης μορφής. Η ανάλυση του υδρογραφικού δικτύου έδειξε ότι υπάρχουν σαφείς αποκλίσεις τόσο για τον 1° όσο και για τον 2° νόμο του Horton. Και στις δύο περιπτώσεις οι αποκλίσεις αποτελούν σαφή ένδειξη της ελεγχόμενης ανάπτυξης του υδρογραφικού δικτύου στην υδρολογική λεκάνη του Πορταϊκού ποταμού.

Οι υψηλές τιμές υδρογραφικής πυκνότητας που παρουσιάζουν ορισμένες υπολεκάνες με ασβεστολιθικά πετρώματα οφείλονται σε "κληρονομημένο" υδρογραφικό δίκτυο από υπερκείμενα πετρώματα που διαβρώθηκαν (οφειόλιθοι). Οι υψηλές τιμές της υδρογραφικής συχνότητας σε όλη γενικά την περιοχή αποτελούν δείγμα της πρόσφατης ανάπτυξης του υδρογραφικού δικτύου και των διεργασιών ανανέωσης του Πορταϊκού.

Τα ροδοδιαγράμματα διευθύνσεων των κλάδων έδειξαν ότι οι πιο πρόσφατοι κλάδοι του υδρογραφικού δικτύου (1ης και 2ης τάξης) εμφανίζουν σαφή προτίμηση στην ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση. Αντίθετα οι κλάδοι μεγαλύτερης τάξης εμφανίζουν σαφή ΝΔ-ΒΑ ανάπτυξη σχεδόν κάθετη με την προηγούμενη.

Τέλος τα υψομετρικά ολοκληρώματα έδειξαν διαφοροποίηση των δύο κύριων υπολεκανών του υδρογραφικού δικτύου. Κάτι τέτοιο δικαιολογείται από την ανάπτυξη της πρώτης στο δυτικό τεκτονικό περιθώριο της λεκάνης της Θεσσαλίας, όπου η απότομη μορφολογία του ορεινού όγκου συναντά την επίπεδη πεδιάδα της Θεσσαλίας. Αντίθετα στη δεύτερη το υδρογραφικό δίκτυο που

βρίσκεται σε φάση ταχείας διάβρωσης μέσα στον ορεινό όγκο, δημιουργεί απότομο ανάγλυφο και χρειάζεται περισσότερο χρόνο για την καταστροφή της χερσαίας μάζας και της μείωσης του επιφανειακού αναγλύφου.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Αστάρας Θ., 1980. Ποσοτική γεωμορφολογική μελέτη τμήματος των Δ. πλευρών του όρους Βερτίσκον (Κ. Μακεδονία). Διδακτορική διατριβή. Α.Π.Θ., 44-54.

Λέκκας Ε., 1988. Γεωλογική δομή και γεωδυναμική εξέλιξη της οροσειράς του Κόζιακα (Δυτική Θεσσαλία). Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών., 21-44 & 225.

Σωτηριάδης Λ. & Ψιλοβίκος Α., 1984. Ασκήσεις Γεωμορφολογίας. Υπηρεσία Δημοσιευμάτων. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 46-47.

Ψιλοβίκος Α., 1990. Η επίδραση της νεοτεκτονικής στη διαμόρφωση των υδρογραφικών δικτύων της νοτιοδυτικής Ροδόπης. Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρίας XXII., 171-182.

Caputo R., 1990. Geological and structural study of the recent and active brittle deformation of the Neogene - Quaternary basins of Thessaly. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Επιστ. Επ. Τμ. Γεωλογίας, τ.12.

Horton R., 1945. Erosional development of streams and their drainage basin : Hydrological approach to quantitative morphology. Geol. Soc. Amer. Bull., 56, 275-370.

Strahler A. N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. Bulletin Geolog. Societ. Americ., 63, 1117-1142.

Strahler A. N., 1954. Quantitative geomorphology of erosional landscapes. 19th Inter. Geol. Cong. (Algeries), 341-354.

Strahler A. N., 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. Transactions, American Geophysical Union, 38, 913-920.

Strahler A. N., 1958. Dimensional analysis of watershed geomorphology. Geological Society of America Bulletin, 60, 279-299.

Strahler A. N., 1964. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. In CHOW, V. T., (Ed.) Handbook of Applied Hydrology, McGraw-Hill, New York, Section 14, 54p.

DRAINAGE NETWORK EVOLUTION OF THE PORTAIKOS RIVER (THESSALY)

Vrouhakis I., Vouvalidis K., Sfeikos A., and Margoni S.

Department of Physical and Environmental Geography, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 541-24, Thessaloniki, gorilas@geo.auth.gr, vouval@geo.auth.gr, aris3kala@yahoo.com, rmargon@geo.auth.gr

ABSTRACT

Portaikos river is a tributary of Pinios River located in Thessaly. It drains the southern part of Thessaly basin, and specifically the south part of the district of Tricala. This region is located at the border with the district of Karditsa. Portaikos River drainage basin covers an area of 294 km^2, which is 2.8 % of the total drainage basin of Pinios River. The direction of Portaikos river drainage basin extends from SW-NE.

The evolution of Portaikos River drainage network presents some specific morphometric features. Its analysis required the use of digital data, which were analyzed with G.I.S. software. During the study of the drainage network with the laws of drainage composition, we found a certain deviation of the 4th and 5th order streams. Geology has influenced significantly the estimated values of drainage density and frequency of the sub-basins. In some specific areas previous hydrographic features are inherited by the underlying rocks, which constitute the current surface morphology. The analysis of the rose diagrams of the tributaries showed a clear tendency in two main directions. The one extends from NE-SW and the other from NW-SE, almost vertical to each other. To conclude, the hypsometric (area altitude) analysis revealed that Portaikos River drainage network has developed upon a landmass of the western tectonic border of Thessaly basin.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΕΣ ΜΕΤΑΒΟΛΕΣ ΤΩΝ ΑΚΤΩΝ ΤΗΣ ΛΙΜΝΗΣ ΒΙΣΤΩΝΙΔΑΣ ΤΑ ΤΕΛΕΥΤΑΙΑ 170 ΧΡΟΝΙΑ

Δελημάνη Π. και Ξειδάκης Γ.
Τομέας Γεωτεχνικής Μηχανικής Τμήμα Πολιτκών Μηχανικών, Δ.Π.Θ. 67.100 Ξάνθη, pdeliman@civil.duth.gr, xeidakis@civil.duth.gr

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η λίμνη Βιστωνίδα είναι μια αβαθής παράκτια λίμνη και αποτελεί έναν από τους σημαντικότερους υγροτόπους στην περιοχή της Θράκης με πλούσια βιοποικιλότητα. Η υδρολογική λεκάνη της λίμνης της Βιστωνίδας ανήκει στη γεωτεκτονική ζώνη της μάζας της Ροδόπης. Η λίμνη εκτείνεται σένα σύνολο ιζημάτων δελταϊκού περιβάλλοντος με έντονα όμως ποταμοχειμάρρεια χαρακτηριστικά. Οι σπουδαιότεροι χείμαρροι που την τροφοδοτούν είναι ο Κόσυνθος ο Κομψάτος και ο Ασπροπόταμος. Οι κοίτες ροής των χειμάρρων της περιοχής έχουν αλλάξει σημαντικά τις τελευταίες δεκαετίες κυρίως από ανθρώπινες επεμβάσεις, με αποτέλεσμα την μεταβολή των υδρολογικών και γεωμορφολογικών συνθηκών που επηρεάζουν την δυναμική εξέλιξη της λίμνης. Τελευταία υστέρα από τον εγκιβωτισμό και την εκτροπή των χειμάρρων στην υδρολογική λεκάνη παρουσιάζονται προβλήματα, αύξησης του ρυθμού ιζηματογένεσης των Β και Α ακτών και διάβρωσης των Δ και ΝΔ ακτών της λίμνης τα οποία και εξετάζονται στην εργασία.

1 ΚΛΙΜΑ

Το κλίμα της περιοχής είναι μεσογειακό τύπου Cfa ή Ffc κατά Koppen και C_1d, B'_2a κατά Thornthwaite. Όπως προκύπτει από τα βροχομετρικά στοιχεία της υδρολογικής λεκάνης της λίμνης Βιστωνίδας (Πίνακας 1), καταγράφεται σημαντική μέση ετήσια βροχόπτωση στην ορεινή ζώνη της συγκεκριμένης λεκάνης. Η μέση ετήσια βροχόπτωση της πεδινής ζώνης, της ίδιας λεκάνης, καταγράφεται αρκετά περιορισμένη. Η διαφοροποίηση των τιμών μεταξύ της μέσης ετήσιας και της μέγιστης βροχόπτωσης όλων των αναφερομένων σταθμών δικαιολογεί τις έντονες πλημμυρικές καταστάσεις τόσο στη ορεινή ζώνη, όσο και στη πεδινή περιοχή της υδρολογικής λεκάνης της λίμνης της Βιστωνίδας. Τελικός αποδεκτής των πλημμύρων αυτών είναι σήμερα η λίμνη, ενώ πριν τις τεχνικές παρεμβάσεις στο υδρογραφικό δίκτυο της λίμνης ένα μέρος τους κατέληγε απ' ευθείας στη θάλασσα.

Πίνακας 1. Βροχομετρικά στοιχεία σταθμών της λεκάνης απορροής της λίμνης Βιστωνίδας για την περίοδο 1964-1998.

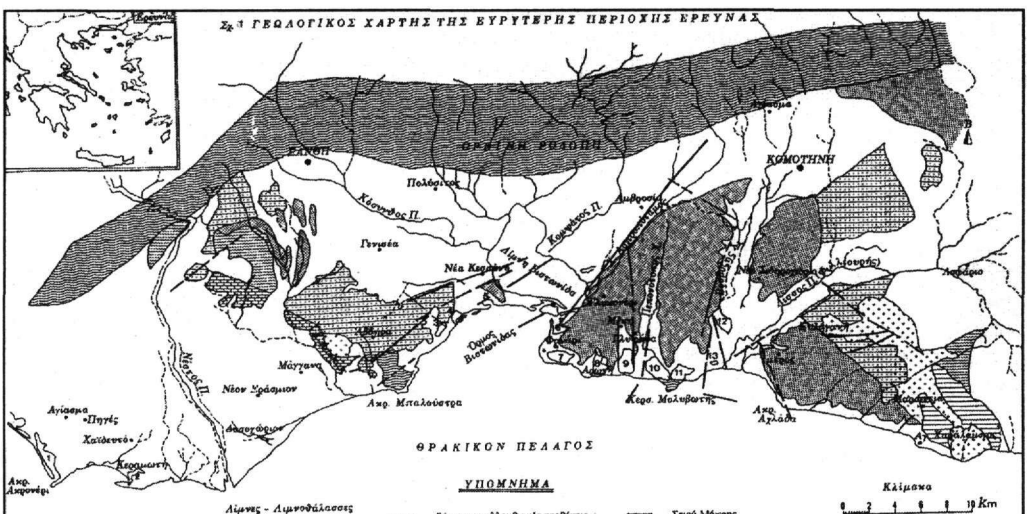
	υψόμετρο (m)	ελάχιστη (mm)	μέγιστη	μέση
ορεινή ζώνη				
Θέρμες	560	413,0	1352,6	942,6
Δημάριο	750	916,1	2014,4	1467,2
Εχίνος	350	353,6	1413,5	843,6
πεδινή ζώνη				
Ιασμος	21	262,2	933,3	639,2
Γενισέα	20	360,5	925,0	594,2

Ιδιαίτερο χαρακτηριστικό του κλίματος του Β. Αιγαίου αποτελεί το σύστημα των Ετησίων ανέμων που επικρατούν στο Αιγαίο και είναι γενικά ισχυροί βόρειοι άνεμοι, οι οποίοι πνέουν πάντα την ίδια εποχή από Μάιο έως Σεπτέμβριο. Για την εξέταση των ανεμολογικών συνθηκών της παράκτιας ζώνης που ερευνάται ελήφθησαν υπ' όψη οι σταθμοί Καβάλας, Θάσου και Αλεξανδρούπολης. Η κυριαρχούσα διεύθυνση των ανέμων στην ευρύτερη περιοχή είναι ΒΑ και γενικότερα οι βόρειοι άνεμοι, ακολουθούν οι ΝΑ και ΝΔ διεύθυνσης άνεμοι και έπονται οι ανατολικής διεύθυνσης. Όσον αφορά τις εντάσεις των ανέμων στο Βόρειο Αιγαίο, η περιοχή αυτή μπορεί να χαρακτηριστεί ιδιαίτε-

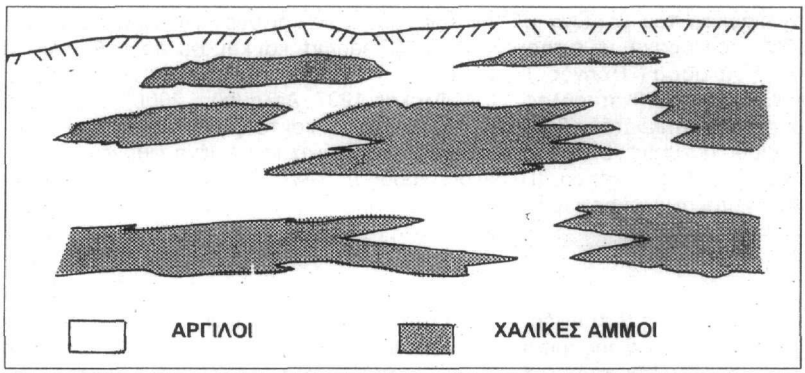
ρα ανεμώδης κατά τη διάρκεια του χειμώνα με την εμφάνιση έως και θυελλωδών ανέμων που δημιουργούν μεγάλη θαλασσοταραχή, με ένταση μέχρι 9-10 Beaufort, και κύματα που φθάνουν τα 5-7 m ύψος, στην ανοικτή θάλασσα (Πλοηγός, Τόμος Δ΄,1987). Προς τα παράλια της Θράκης όμως η ένταση των ανέμων ελαττώνεται. (Κατσούλης 1970, Φλόκας 1997, Δελημάνη, 2000). Στο λιμένα του Πόρτο-Λάγος το χειμώνα επικρατούν βορειοανατολικοί άνεμοι και το φθινόπωρο νότιοι ασθενείς. Το χειμώνα με νότιους ανέμους το ύψος του κύματος εξωτερικά του λιμένα φθάνει 1-1,5 m, ενώ μέσα στο λιμένα μέχρι 0,40 m περίπου. (Πλοηγός, Τόμος Δ΄,1987). Από τα παραπάνω στοιχεία εκτιμάται ότι δημιουργείται αξιόλογος κυματισμός στη λίμνη.

2 ΓΕΩΛΟΓΙΑ

Η υδρολογική λεκάνη της λίμνης Βιστωνίδας ανήκει στη γεωτεκτονική ζώνη της μάζας της Ροδόπης και αποτελεί τμήμα της ευρύτερης τριτογενούς λεκάνης Ξάνθης – Κομοτηνής. Ένα μεγάλο μέρος της περιοχής αυτής αποτελείται από μεταμορφωμένα πετρώματα του κρυσταλλοσχιστώδους συστήματος της μάζας της Ροδόπης και εντοπίζεται στο βόρειο τμήμα της λεκάνης. (Σχήμα 1).Τα κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα είναι πετρώματα υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης. Αποτελούνται από γνευσίους, αμφιβολιτικούς σχιστόλιθους και μάρμαρα. Τα μεταμορφωμένα πετρώματα της μάζας της Ροδόπης αποτελούν το υπόβαθρο της λεκάνης Ξάνθης – Κομοτηνής το οποίο εντοπίζεται σε μεγάλο βάθος (1700 m) λόγω της μεγάλης μετάπτωσης του ρήγματος με διεύθυνση Α-Δ, που οριοθετεί την ορεινή με την πεδινή ζώνη (Προέδρου & Στυλιανού, 1978). Το μεταμορφωμένο υπόβαθρο επανεμφανίζεται νότια στην περιοχή του ακρωτηρίου Μπαλούστρα και στην περιοχή της Ξυλαγανής ανατολικά. Το βύθισμα είναι πληρωμένο με παλαιογενή και πλειοπλειστοκαινικά ιζήματα. Η λίμνη Βιστωνίδα αποτελεί τμήμα της ευρύτερης τριτογενούς λεκάνης που διαμορφώθηκε από την προοδευτική βύθιση της νότιας περιοχής της μάζας της Ροδόπης. (Σχήμα 1). Η λίμνη εκτείνεται σε μια προσχωσειγενή περιοχή με ιζήματα δελταϊκού περιβάλλοντος, με έντονα ποταμοχειμάρρεια χαρακτηριστικά. Χαρακτηριστική είναι η ανάπτυξη ζωνών με αδρομερή υλικά κατά μήκος των κοιτών των παλαιών και νέων χειμάρρων τα οποία γίνονται λεπτομερέστερα προς την κατεύθυνση της λίμνης. Γύρω από τη λίμνη συναντώνται υλικά με αργιλική ή ιλυοαμμώδη σύσταση. Το σύνολο των ιζημάτων κάτω και γύρω από τη λίμνη αποτελείται από υλικά ποικίλης κοκκομετρικής σύστασης, με έντονη ετερογένεια τόσο κατά την κατακόρυφη όσο και κατά την οριζόντια έννοια. (Σχήμα 2).



Σχήμα 1. Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής έρευνας. Σύνταξη από τους γεωλογικούς χάρτες του Ι.Γ.Μ.Ε. (Δελημάνη 2000)



Σχήμα 2. Σκαρίφημα δομής των ιζημάτων κάτω από τη λίμνη Βιστωνίδας.

3 ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ

Η λίμνη Βιστωνίδα είναι μια αβαθής, παράκτια λίμνη, μόνιμα κατακλυσμένη, με εκτεταμένες ελώδεις εκτάσεις γλυκού και αλμυρού νερού περιμετρικά της. Αποτελεί έναν από τους σημαντικότερους υγροτόπους της τρειροχής της Θράκης με ιδιαίτερα πλούσια βιοποικιλότητα. Η υδρολογική περιοχή της λεκάνης της Βιστωνίδας από την οποία τροφοδοτείται επιφανειακά η λίμνη Βιστωνίδα έχει συνολική έκταση 1345 km^2. Αποστραγγίζεται από τους ποταμούς και χειμάρρους που πηγάζουν από την ορεινή Ροδόπη. Οι σπουδαιότεροι χείμαρροι, που την τροφοδοτούν, είναι ο Κόσυνθος, ο Κομψάτος και ο Ασπροπόταμος όπως και κάποιοι μικρότεροι. Από τους χειμάρρους αυτούς οι τρεις μεγαλύτεροι σε μήκος αλλά και σε λεκάνη απορροής είναι ο Κόσυνθος, με εμβαδόν λεκάνης 247 km^2 και μήκος μισγάγγειας 52 km, ο Κομψάτος με έκταση λεκάνης 567 km^2 και μήκος 68 km και ο Ασπροπόταμος ή Τράβος με έκταση λεκάνης 158 km^2 και μήκος 28 km (Delimani and Xeidakis, 2003). Η διεύθυνση απορροής για τους χειμάρρους Κόσυνθο και Κομψάτο είναι από ΒΔ προς ΝΑ, αλλά ο Κομψάτος όπως και ο Ασπροπόταμος μετά την έξοδό τους από την ορεινή περιοχή στρέφονται με διεύθυνση από ΒΑ προς ΝΔ (Σχήμα 3).

Σε περιόδους χαμηλής παροχής των υδατορεμάτων (θερινή περίοδο) η λίμνη επηρεάζεται ιδιαίτερα από τη θάλασσα με την οποία επικοινωνεί στο νότιο τμήμα της μέσω μιας τεχνητής διόδου μήκους 1500 m. Ομοίως η λίμνη επικοινωνεί με τη λιμνοθάλασσα του Πόρτο Λάγους σε άλλα δυο σημεία. Οι ελώδεις εκτάσεις της νότιας περιοχής της Βιστωνίδας επηρεάζονται από παλιρροιακά φαινόμενα εξ αιτίας της παλίρροιας που υπάρχει στο Βιστωνικό κόλπο και είναι της τάξεως περίπου 0, 40 m (Πλοηγός, Τόμος Δ΄, 1987).

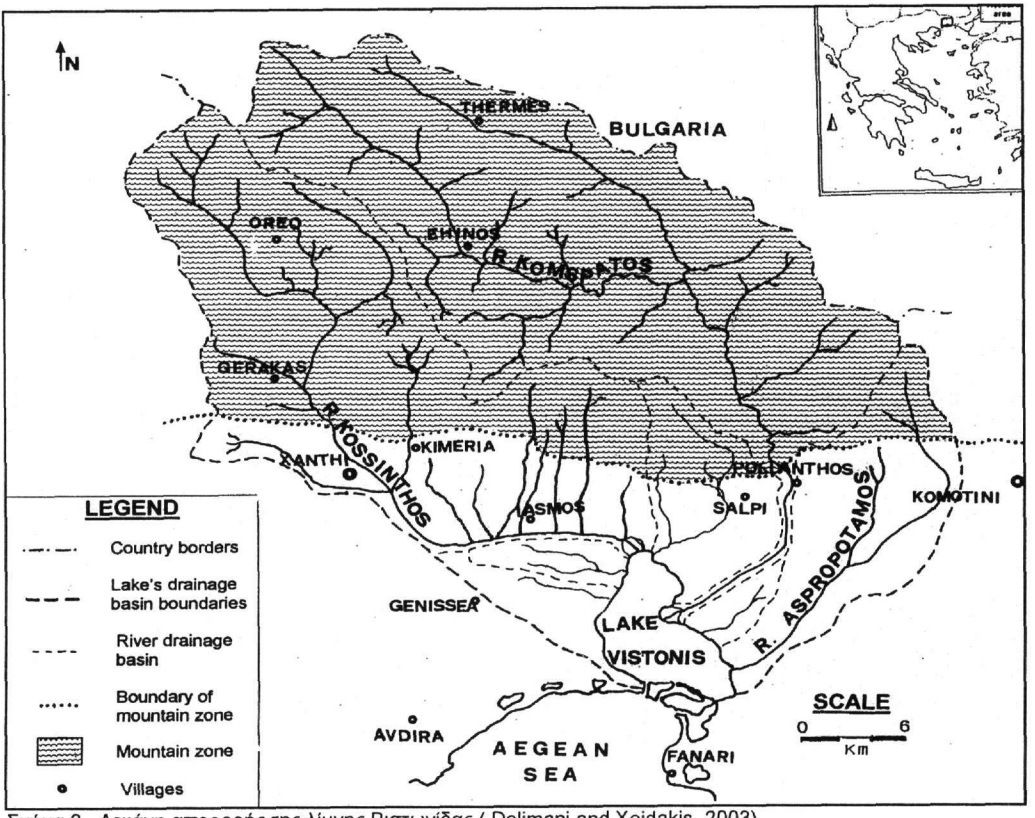
Η δασοκάλυψη της ορεινής ζώνης της υδρολογικής λεκάνης της λίμνης Βιστωνίδας είναι 28,7%,(Ψαλτοπούλου 1992).

Η ορεινή ζώνη της συγκεκριμένης λεκάνης, όπως προέκυψε από εμβαδομέτρηση σε χάρτη με κλίμακα 1:50.000, καταλαμβάνει τη βόρεια περιοχή της λεκάνης και καλύπτει το μεγαλύτερο σε έκταση τμήμα της, 895 km^2. Η περιοχή παρουσιάζει αδρό και πολυσχιδές ανάγλυφο με κλίσεις εδάφους >20%. Στην περιοχή αυτή κυριαρχούν κυρίως μεταμορφωμένα πετρώματα, τα οποία παρουσιάζουν επιφανειακή αποσάθρωση και κατά θέσεις, όπως προέκυψε από την γεωλογική παρατήρηση, σε φυσικές εδαφικές τομές, η αποσάθρωση ορισμένων γεωλογικών σχηματισμών, είναι της τάξεως 20-30m. Αποτέλεσμα αυτών είναι η σημαντική παρουσία φερτών υλών στους χείμαρρους που καταλήγουν στη λίμνη Βιστωνίδα κυρίως κατά την περίοδο των πλημμυρικών καταστάσεων. Οι μικρές διαδρομές των χειμάρρων και η μικρή τους κλίση εντός της πεδινής ζώνης συνηγορούν στην άποψη ότι ένας από τους κύριους και υπολογίσιμους φυσικούς παράγοντες της γεωμορφολογικής εξέλιξης της λίμνης τόσο κατά το παρελθόν, όσο και σήμερα είναι ο όγκος των φερτών υλικών που προέρχονται από την ορεινή ζώνη. (Delimani and Xeidakis, 2003). Σύμφωνα βιβλιογραφία έχει υπολογιστεί ο όγκος των ιζημάτων των τριών χειμάρρων Κοσύνθου, Κομψάτου και Ασπροπόταμου στις εξόδους τους από την ορεινή ζώνη (Hrissanthou, 2001, 1998, 1997).

Το λοφώδες ανάγλυφο εκτείνεται περιμετρικά του πεδινού τμήματος της λεκάνης της Βιστωνίδας, νότια της ορεινής ζώνης. Η Δ και ΝΔ λοφώδης περιοχή αποτελεί τον υδροκρίτη της λεκάνης της Βιστωνίδας με την γειτονική της λεκάνη, δηλ. εκείνη του ποταμού Νέστου, επιτρέποντας όμως μια επικοινωνία μεταξύ των λεκανών από το άνοιγμα που υπάρχει μεταξύ Κυψέλης – Μέλισσας (Διαμαντής 1985). Η νότια λοφώδης περιοχή χωρίζει τη λεκάνη της Βιστωνίδας από την θάλασσα, επιτρέποντας και εδώ την επικοινωνία των επιφανειακών νερών της λεκάνης της

Βιστωνίδας με τη θάλασσα από το άνοιγμα στην περιοχή Πόρτο - Λάγος. Η ΝΑ λοφώδης περιοχή χωρίζει την λεκάνη της Βιστωνίδας από τη λεκάνη του Βοζβόζη Κομοτηνής.

Η πεδινή ζώνη της λεκάνης της Βιστωνίδας έχει έκταση περίπου 450 km^2 και μπορεί να διαιρεθεί σε δύο τμήματα, την δυτική υπολεκάνη (υπολεκάνη του κάμπου της Ξάνθης) και την ανατολική υπολεκάνη (υπολεκάνη του κάμπου της Κομοτηνής), με όριο των υπολεκανών την λίμνη Βιστωνίδα. Η δυτική περιοχή έχει σχετικά αδρό ανάγλυφο με κλίσεις που κυμαίνονται από 6 - 20 % και μέγιστο υψόμετρο περίπου 105 m. Η ΝΔ περιοχή παρουσιάζει πολυσχιδές ανάγλυφο με μεγαλύτερη ανάπτυξη σε έκταση από εκείνο της δυτικής περιοχής, με κλίσεις πρανών που κυμαίνονται και εδώ από 6 - 20 % και μέγιστο υψόμετρο περίπου 70 m. Η ανομοιομορφία του λοφώδους αναγλύφου οφείλεται στη διαφορετική γεωλογική δομή και σύσταση των σχηματισμών που την αποτελούν, όπως και στο διαφορετικό βαθμό διάβρωσης των σχηματισμών λόγω διαφορετικής συνοχής των υλικών τους.

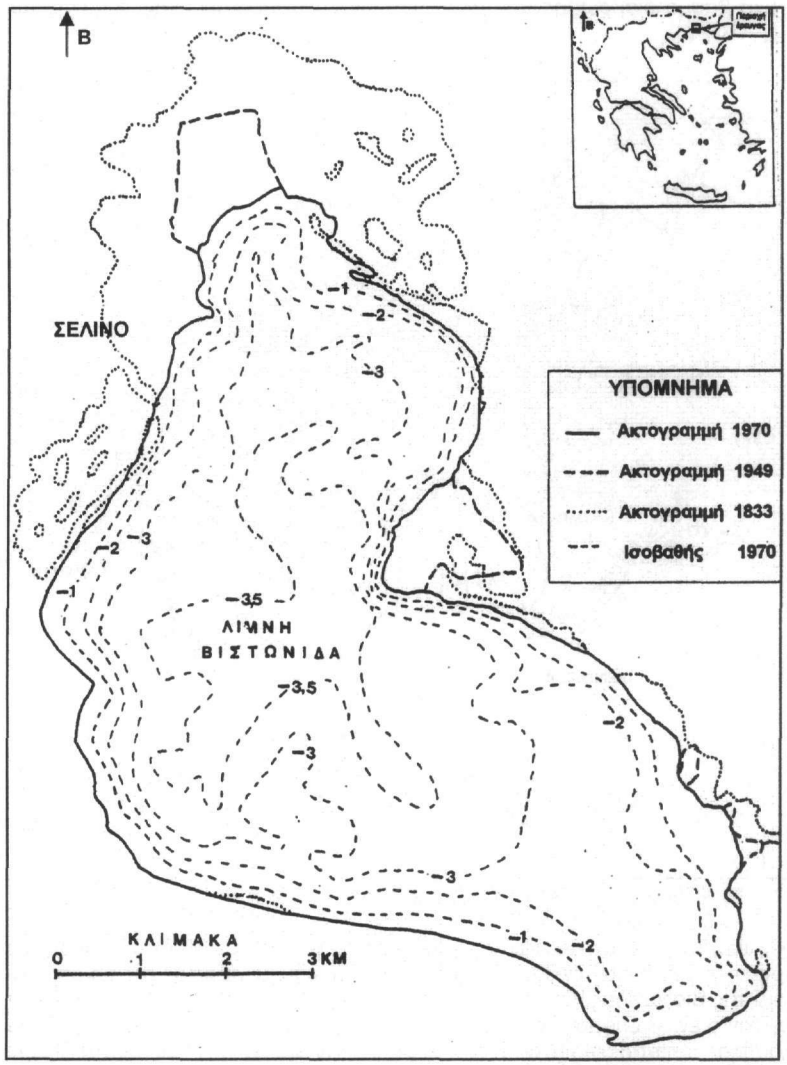


Σχήμα 3. Λεκάνη απορροής της λίμνης Βιστωνίδας (Delimani and Xeidakis, 2003)

Οι κοίτες ροής των χειμάρρων έχουν αλλάξει σημαντικά τα τελευταία χρόνια από ανθρώπινες επεμβάσεις. Η κυριότερη είναι εκείνη του εγκιβωτισμού και της πλήρους εκτροπής της κοίτης του Κόσυνθου το 1953 δυτικά της Βιστωνίδας. Ο Κόσυνθος κατά το παρελθόν εξέβαλε νότια στην λίμνη Λάφρα. Στη συνέχεια έγιναν ο εγκιβωτισμός και η εκτροπή των ποταμών Κομψάτου και Ασπροποτάμου ανατολικά. Ακολούθησε η κατασκευή (ανεπαρκούς) αποστραγγιστικού δικτύου ανατολικά της λίμνης. Σαν αντιστάθμισμα αυτών κατασκευάστηκε η τεχνητή δίοδος της λίμνης προς τη θάλασσα στο νοτιοδυτικό τμήμα της, μήκους 1500 m. Έτσι σήμερα η λίμνη επικοινωνεί με τη θάλασσα μέσω τριών διόδων επικοινωνίας με αποτέλεσμα την αυξημένη εισροή θαλασσινού νερού κυρίως την ξηρή εποχή του έτους που η τροφοδοσία της λίμνης με γλυκό νερό από τους χειμάρρους είναι περιορισμένη. Η διαδικασία εισροής αλμυρού νερού δημιουργεί ρεύματα κυκλοφορίας διαφορετικής πυκνότητας που συντελούν επίσης και στον αυτοκαθαρισμό της λίμνης. Αυτό συμβαίνει γιατί η λίμνη είναι αβαθής και το νερό που εισρέει συνολικά σε μία χρονιά είναι τρεισήμισι φορές περισσότερο από τον όγκο του νερού της λίμνης. Από βιβλιογραφικά στοιχεία εκτιμάται ότι η μέση ετήσια πα-

ροχή του νερού που εισρέει στη λίμνη είναι Q=11,4 m^3/sec και κατά τη χειμερινή περίοδο η παροχή είναι Q=30 m^3/sec . Αν δεν υπήρχαν οι έξοδοι στο Πόρτο Λάγος τότε η στάθμη της λίμνης θα ανέβαινε 8 m για το ίδιο εμβαδόν επιφάνειας λίμνης δηλ. 45 km^2 (Κωτσοβίνος 1986).

Ο υπολογισμός των μορφομετρικών στοιχείων της λίμνης που ακολουθούν (πίνακας 2), έγινε με βάση τους υπάρχοντες τοπογραφικούς χάρτες της λίμνης Βιστωνίδας. Χρησιμοποιήθηκαν οι χάρτες : Βρετανικό αρχηγείο στρατού,1833, (με γραφική κλίμακα), τοπογραφικός χάρτης λίμνης Βιστωνίδας., Γ.Υ.Σ. 1970, τοπογραφικός χάρτης 1:50.000, φύλλο Μέσης., Γ.Υ.Σ. 1970, τοπογραφικός χάρτης 1:50.000, φύλλο Ιάσμου., Γ.Υ.Σ. 1949, τοπογραφικός χάρτης 1:50.000, φύλλο Ιάσμου , Γ.Υ.Σ. 1949, τοπογραφικός χάρτης 1:50.000, φύλλο Μέσης .(Delimani, Xeidakis. 2003).



Σχήμα 4. Χάρτης μεταβολής της ακτογραμμής της λίμνης Βιστωνίδας για τα έτη 1833, 1949 και 1970. Ισοβαθείς 1970.

Πίνακας 2. Μορφομετρικά στοιχεία της λίμνης Βιστωνίδας

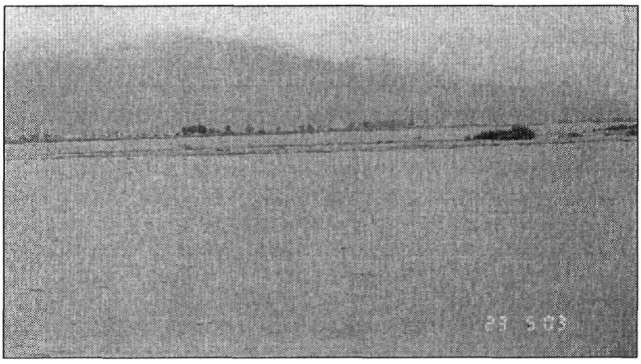
ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ	ΕΤΟΣ		
	1833	1949	1970
ΕΚΤΑΣΗ (m^2)	59×10^6	48×10^6	45×10^6
ΠΕΡΙΜΕΤΡΟΣ (m)	56×10^6	40×10^6	35×10^6
ΜΕΣΟ ΒΑΘΟΣ (m)	2,358	2,350	2,348
ΟΓΚΟΣ ΝΕΡΟΥ (m^3)	140×10^6	*113×10^6	106×10^6

Τα μορφομετρικά χαρακτηριστικά της έχουν μεταβληθεί σημαντικά, μετά το 1833, λόγω των ιζημάτων που δέχεται (Πίνακας 2). Η περίμετρος της λίμνης Βιστωνίδας, (σύμφωνα με τον νεώτερο τοπογραφικό χάτη που κυκλοφορεί της Γ.Υ.Σ. του 1970) είναι 35 km, η έκταση της 45 km^2, ο όγκος της 106×10^6 m^3 και το μέσο βάθος της 2,348 m και δέχεται σημαντικό όγκο ιζημάτων κατ' έτος. Ο μεσος ρυθμός της ιζηματογένεσης για το χρονικό διάστημα 1970-1949 υπολογίζεται σε 347.000 m^3 /χρόνο ενώ για την χρονική περίοδο 1949-1833 σε 233.000 m^3/χρόνο, ήτοι αύξηση κατά 48,8%. Η αύξηση του ρυθμού της ιζηματογένεσης οφείλεται κυρίως στην εκτροπή προς τη λίμνη του Κόσυνθου, αλλά και των υπολοίπων τεχνικών παρεμβάσεων που έγιναν μετά το 1950 στην υδρολογική λεκάνη της λίμνης Βιστωνίδας.

4. ΜΕΤΑΒΟΛΕΣ ΤΩΝ ΑΚΤΩΝ ΤΗΣ ΛΙΜΝΗΣ ΒΙΣΤΩΝΙΔΑΣ

Οι ακτές στο βόρειο-βορειοδυτικό άκρο της λίμνης Βιστωνίδας (εκβολές Κοσύνθου) εμφανίζουν πρόσχωση και προώθηση. Όμοια διαμόρφωση παρατηρείται και βορειοανατολικά. Η πρόσχωση των ακτών σε ολόκληρη τη περιοχή αυτή είναι μεγάλη, της τάξεως 1000-2000 m στο χρονικό διάστημα 1833-1970. Οι ακτές είναι χαμηλές, ομαλές, με βλάστηση από καλαμώνες και σε όλο το τμήμα αυτό οι κλίσεις του εδάφους είναι σχεδόν μηδενικές. Στο βορειοανατολικό άκρο της λίμνης, τοπικά, σε αμμώδη βραχίονα από παλαιότερης χαρτογράφησης χάρτες (1833) εντοπίζεται διάβρωση και υποχώρηση των ακτών, της τάξεως περίπου 20 m, που πιθανόν να οφείλεται σε τοπική διευθέτηση του χειμάρρου που είχε έξοδο στο σημείο αυτό. Λίγο νοτιοανατολικότερα, στην περιοχή της Διαλαμπής, παρατηρείται πρόσχωση σε μικρό νησάκι της λίμνης το οποίο συνδέθηκε σχεδόν με αμμώδη βραχίονα της ακτής που εξηγείται από την απόθεση των ιζημάτων του χειμάρρου της Διαλαμπής στο σημείο αυτό. Οι ακτές χαρακτηρίζονται ως ομαλές, χαμηλές ακτές, με βλάστηση από καλαμώνες στο μεγαλύτερο τμήμα τους.

Ανατολικά, στις εκβολές του Κομψάτου, παρατηρείται συνεχής και έντονη πρόσχωση σε βάρος της λίμνης, της τάξεως 1500 m για το χρονικό διάστημα 1833-1970.



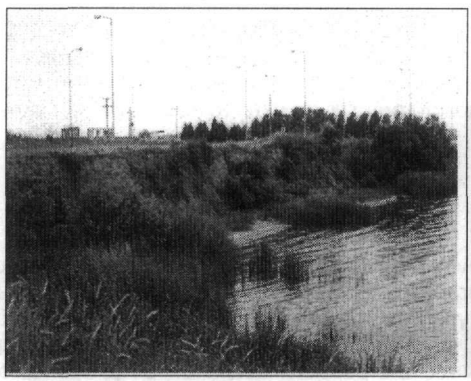
Σχήμα 5 . Σχηματισμός αμμώδη βραχίονα στις εκβολές Κομψάτου ΒΔ τμήμα της λίμνης Βιστωνίδας

(* Ψαλτοπούλου, 1992)

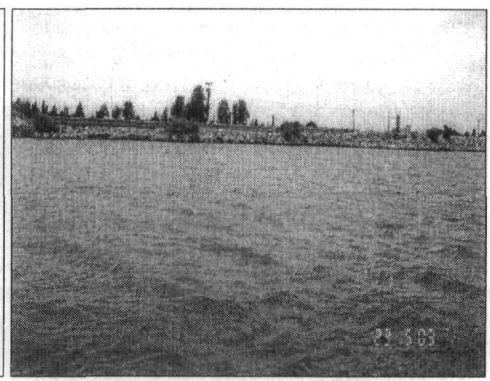
Οι παλαιότερες προσχώσεις, όπως παρατηρείται από τους χάρτες, διαμόρφωναν δέλτα. Σήμερα λόγω του εγκιβωτισμού της κοίτης του οι σημερινές προσχώσεις διαμορφώνουν αμμώδη βραχίονα (bar) με βλάστηση, που προχωρεί με ρυθμό περίπου 3-4 m το χρόνο (Σχήμα 5).

Νοτιότερα, στην περιοχή της Σάλπης, οι ακτές εμφανίζονται ομαλές, χαμηλές με βλάστηση από καλαμώνες με μικρή σήμερα προώθηση προς τη λίμνη. Οι ίδιες ακτές κατά θέσεις παρουσίαζαν και κατά το παρελθόν πρόσχωση και προώθηση σε βάρος της λίμνης. Στη ΝΔ περιοχή της λίμνης εντοπίζονται οι ακτές που διαμορφώνονται από την εγκιβωτισμένη κοίτη του Ασπροπόταμου που προσχώνουν τοπικά την θέση αυτή.

Ακολουθούν οι υψηλές ακτές της περιοχής του Γλυκονερίου με ύψος 3-5 m. Η περιοχή στη θέση αυτή παρουσιάζει λοφώδες ανάγλυφο. Αποτελείται από συνεκτικούς γεωλογικούς σχηματισμούς νεογενών ιζημάτων που δικαιολογεί την παρουσία υψηλών ακτών. Στο βόρειο τμήμα των ακτών του Γλυκονερίου μπροστά από τις υψηλές ακτές παρατηρείται αποθετική παραλία, ενώ το νότιο τμήμα τους δεν παρουσιάζει απόθεση. (Σχήμα 6). Οι ακτές παρουσιάζουν τοπικές κατολισθήσεις από ρωγμές εφελκυσμού που παρατηρούνται ακόμη και την άνοιξη λόγω αφυδάτωσης του γεωλογικού υλικού τους (χαμηλής συνεκτικότητας κροκαλοπαγή και ψαμμίτες του νεογενούς).



Σχήμα 6. Υψηλές ακτές της περιοχής Γλυκονερίου



Σχήμα 7. Η νότια περιοχή των ακτών της λίμνης Βιστωνίδας που προστατεύονται από αναχώματα

Η νότια περιοχή των ακτών της λίμνης Βιστωνίδας αποτελείται στο μεγαλύτερο μέρος της από ομαλές ακτές, χαμηλού αναγλύφου, με βλάστηση κατά θέσεις, που προστατεύονται από αναχώματα. Δυτικά του διαύλου επικοινωνίας της λίμνης με τη θάλασσα η ακτή παρουσιάζει αναβαθμό ύψους περίπου 1 m, ενώ στην ίδια θέση από παλαιότερο χάρτη (1833) εμφανίζει υποχώρηση, η οποία σήμερα δεν είναι δυνατόν να επιβεβαιωθεί λόγω της παρουσίας των αναχωμάτων . (Σχήμα 5) Σήμερα η προστασία των ακτών της περιοχής από τη διάβρωση εξασφαλίζεται από αναχώματα σε όλο το μήκος των νότιων ακτών της λίμνης. Τα αναχώματα κατασκευάστηκαν κυρίως για την προστασία του οδικού άξονα Ξάνθης-Κομοτηνής από την υπερχείλιση των νερών της λίμνης την περίοδο των πλημμυρικών καταστάσεων. (Σχήμα 7).

Στη ΝΔ περιοχή της λίμνης από τις αλυκές της Ν. Κεσσάνης μέχρι και 600 m βόρεια της εκκλησίας της Αγ. Παρασκευής εμφανίζονται υψηλές ακτές που αποτελούνται από συνεκτικό γεωλογικό υλικό. Το ανάγλυφο της περιοχής αυτής είναι λοφώδες. Στις περισσότερες θέσεις τα πρανή των ακτών παρουσιάζουν σπηλαιώσεις και διαβρώσεις λόγω υποσκαφής τους, αλλά και μικρές τοπικές κατολισθήσεις από ρωγμές εφελκυσμού. (Σχήμα 9, 10). Δεν εμφανίζουν ιδιαίτερη βλάστηση, γεγονός που διευκολύνει ακόμη περισσότερο τη διάβρωση τους. Η περιοχή αυτή καλύπτεται σε βάθος 1,5-3 m από μαύρα διογκούμενα εδάφη. Το ύψος των ακτών κυμαίνεται από 3-5 m.

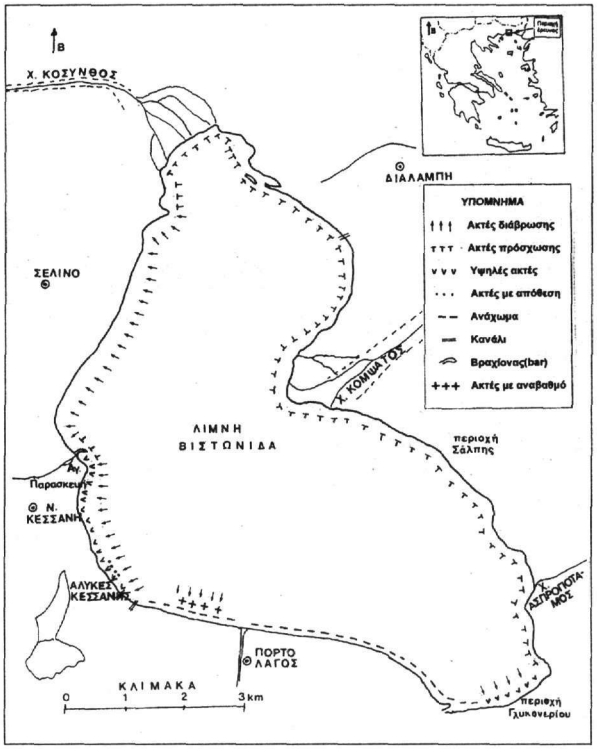
Οι ακτές από την περιοχή του Σέλινου μέχρι τις εκβολές του Κόσυνθου χαρακτηρίζονται ως ομαλές ακτές, χαμηλού αναγλύφου. (Σχήμα 11, σχήμα 12). Κατά το παρελθόν, όπως παρατηρείται από τους χάρτες, παρουσίαζαν πρόσχωση και προώθηση της τάξεως των 500-1000 m για το χρονικό διάστημα 1833-1949, αλλά σήμερα παρουσιάζουν σε όλο σχεδόν το μήκος τους, διάβρωση και υποχώρηση. Η διάβρωση και υποχώρηση αυτή οφείλεται κυρίως στη μείωση της τροφοδοσίας της περιοχής, τοπικά, με ιζήματα. Η μείωση του όγκου των ιζημάτων στη θέση αυτή είναι αποτέλεσμα της διευθέτησης όλων των μικρών διάσπαρτων κοιτών της εκβολής του Κόσυνθου που εξέβαλαν παλαιότερα λίγο βορειότερα και εγκιβωτίστηκαν στη διευθετημένη κοίτη του. Μέρος των ιζήματων

που κατέληγαν στις ακτές της λίμνης παλιότερα σήμερα εγκλωβίζονται από το σχεδόν παράλληλο με τις ακτές ανάχωμα, το οποίο κατασκευάστηκε για τον έλεγχο των πλημμύρων της λίμνης στις αγροτικές εκτάσεις του Σέλινου. Επίσης η τοπική αυτή διάβρωση είναι δυνατόν να οφείλεται σε μικρότερο βαθμό και στην επίδρασης του ανεμογενούς κυματισμού της λίμνης στην θέση αυτή. Η αποψίλωση των παρυδατιων δασών που υπήρχαν τις περασμένες δεκαετίες στις εκβολές των χειμάρρων που εξέβαλαν στη λίμνη έχουν σαν αποτέλεσμα την αύξηση της επιφανειακής διάβρωσης και την αποσταθεροποίηση του εδάφους, κυρίως στις περιοχές των ακτών με έμμεση επίπτωση τη διάβρωση υποχώρηση τους. Στην περιοχή του Σέλινου υπήρχε το περίφημο Σελινοδάσος, το οποίο σήμερα δεν υπάρχει. Σε αρκετές θέσεις των ακτών της περιοχής του Σέλινου παρατηρούνται συσσωρεύσεις οστράκων, ενώ η θαμνώδης βλάστηση τους είναι στα περισσότερα σημεία κατακλυσμένη από τα νερά της λίμνης. (Σχήμα 11, Σχήμα 12).

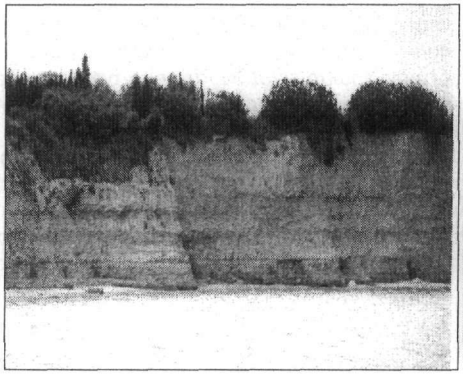
5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Οι κυριότερες αιτίες της μεταβολής των ακτών της λίμνης Βιστωνίδας είναι :

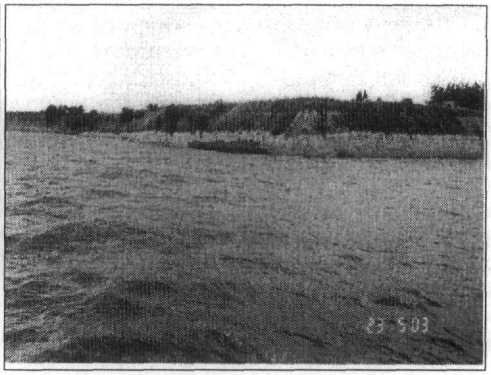
- Ο όγκος των φερτών υλικών που προέρχονται κυρίως από την ορεινή ζώνη.
- Οι συχνές πλημμυρικές καταστάσεις που οφείλονται στη δίαιτα των βροχοπτώσεων και τις ανθρωπογενείς επεμβάσεις στην υδρολογική λεκάνη της λίμνης.
- Ο εγκιβωτισμός και οι διευθετήσεις των χειμάρρων της υδρολογικής λεκάνης έχουν σαν αποτέλεσμα την αύξηση του ρυθμού της ιζηματογένεσης κατά 48,8% τη μεταβολή της θέσης απόθεσης των ιζημάτων μέσα στη λίμνη.
- Η αποψίλωση των παρυδάτιων δασών που υπήρχαν τις περασμένες δεκαετίες στις εκβολές των χειμάρρων έχουν σαν αποτέλεσμα την αύξηση της επιφανειακής διάβρωσης και την αποστεθεροποίηση του εδάφους, κυρίως στις περιοχές των ακτών, με έμμεση επίπτωση τη διάβρωση υποχώρηση τους.
- Η παρουσία κυματισμού στη λίμνη λόγω των ισχυρών ΒΑ και ΝΑ ανέμων, ιδίως κατά τη χειμερινή περίοδο με ύψος κύματος >0,5 m δημιουργεί προϋποθέσεις διάβρωσης και υποχώρησης.
-



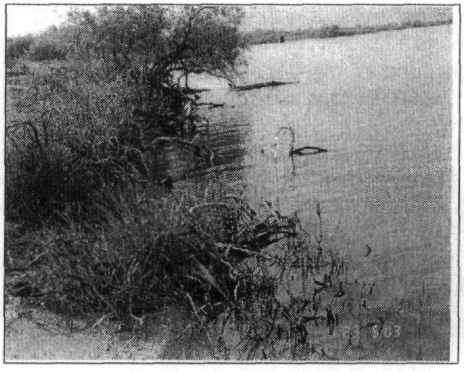
Σχήμα 8. Γεωμορφολογικός χάρτης των ακτών της λίμνης Βιστωνίδας.



Σχήμα 9 Υψηλές ακτές Ν. Κεσσάνης



Σχήμα 10. Υψηλές ακτές Ν. Κεσσάνης



Σχήμα 11. Διαβρωσιγενείς ακτές περιοχής Σέλινου



Σχήμα 12. Διαβρωσιγενείς ακτές περιοχής Σέλινου

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Βρετανικό αρχηγείο στρατού.1833. Τοπογραφικός χάρτης λίμνης Βιστωνίδας.

Γ.Υ.Σ.1970.Τοπογραφικός χάρτης 1:50.000,φύλλο Μέσης

Γ.Υ.Σ.1949.Τοπογραφικός χάρτης 1:50.000,φύλλο Μέσης.

Γ.Υ.Σ.1970.Τοπογραφικός χάρτης 1:50.000,φύλλο Ιάσμου.

Γ.Υ.Σ.1949.Τοπογραφικός χάρτης 1:50.000,φύλλο Ιάσμου.

Δελημάνη, Π. 2000. Γεωλογικές μεταβολές της ακτογραμμής στη περιοχή της Θράκης και επιπτώσεις στη χρήση γης της παραλιακής ζώνης. Διδακτορική διατριβή, Δημοκρίτειο Πανεπ/μιο Θράκης. Πολυτεχνική Σχολή. Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών. Ξάνθη 2000.

Διαμαντής Ι.Β., 1985. Υδρογεωλογική μελέτη λεκάνη λίμνης Βιστονίδας. Μελέτη υδροφόρων οριζόντων μέσα σ ένα ευρύ ετερογενές πεδίο Διδακτορικής διατριβής. Ξάνθη 1985.

Ι.Γ.Μ.Ε., 1980. "Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος 1:50.000, φύλλο Μέση - Ξυλαγανή.

Ι.Γ.Μ.Ε., 1980. "Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος 1:50.000, φύλλο Μαρώνεια.

Ι.Γ.Μ.Ε., 1980. "Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος 1:50.000, φύλλο Χρυσούπολη.

Ι.Γ.Μ.Ε., 1980. "Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος 1:50.000, φύλλο Άβδηρα - Μέση".

Κατσούλης Β., 1970. "Αι ανεμολογικαί συνθήκαι εις το Αιγαίον Πέλαγος", Διδακτορική διατριβή, Εθνικό Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, Αθήνα. σελ.168

Κωτσοβίνος , Ν.,1986. Εκτιμήσεις για τον αυτοκαθαρισμό της λίμνης Βιστονίδας Θρακικά Χρονικά . Τεύχ. 41. σελ. 166-173.

Προέδρου, Π., & Στυλιανού, Φ. 1978. Συνθετική γεωλογική έκθεση γεωτρήσεως ΚΟΜΟΤΗΝΗ 1, Αθήνα

Υδρογραφική Υπηρεσία, 1987. Ναυτιλιακές οδηγίες των ελληνικών ακτών. «Πλοηγός», Δ τόμος, Βόρειες και ανατολικές ακτές του Αιγαίου Πελάγους. Γ΄ έκδοση, Αθήνα.

Ψαλτοπούλου Χ., 1992. Υδάτινο Περιβάλλον - Ρύπανση – Ιχθυοπαραγωγή Βιστονίδας. Θρακικά Χρονικά . Τεύχ. 461. σελ. 201-207

Delimani P., Xeidakis G. 2003 Environmental problems in lake Vistonis Thrace region, Northern Greece. Proceedings of the 8th international conference on Environmental science and technology . 8-10 September 2003.Lemnos p.p 119-126

Hrissanthou V., 1997. "Comparison between two mathematical models for the computation of sediment yield from a basin". International Symposium on Modelling Soil Erosion, Sediment Transport and Closely Related Hydrological Processes. Vienna. IAHS Publication no 249, pp. 137-142
Hrissanthou V., 1998. "Application of an erosion model to a basin". Proceedings, Third International Conference on Hydro-Science and Engineering (CD-ROM), Cottbus, Berlin.
Hrissanthou V., 2001. "Vegleichende berchnung der bodenerosion und des feststofftrasportes in einem einzgsgebiet". Wasserwirtschaft 91 (2001) 4, s. 212-217.

ABSTRACT

GEOMORPHOLOGIC CHANGES IN THE COASTLINE OF VISTONIS LIKE, THRACE, N GREECE.

Delimani P. and Xeidakis G.
Department of Civil Engineering Democritus of Thrace, 67100, Xanthi, Greece, xeidakis@civil.duth.gr, pdeliman@civil.duth.gr

The lake Vistonis is a shallow coastal lake about 20 km SE of the city of Xanhti; in Greek Thrace. It constitutes one of the most important hydrobiotope of Thrace. The lake has an area 45×10^6 m^2 and a total volume of water 106×10^6 m^3. It accepts today around 330.000 m^3/yr sediments and a total volume of 360×10^6 m^3/sec fresh water from the surrounding basin. Due to human intervention to drainage system of the basin i.e. entrenchment of the torrent channels and diversion of their courses (river Kosinhtos),etc., the solid load reaching the lake increased a lot during the last decades resulting in the increase sedimentation inside the lake. As a result the rate of the lake shrinkage increased. Besides that the lake suffer from eutrophication due to fertilizers brought with river waters. In this paper the changes in the lake's shoreline the last 170 year is discussed. As it is shown the lake's coastline exhibits progradiction (advance) at its north and east side and erosion and retreat at the south and west side. This is attributed to the distribution of the incoming sediment and to the prevailing, in the area, NE and SE winds.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

ΤΕΧΝΙΚΟΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΑ ΤΗΣ ΠΑΡΑΚΤΙΑΣ ΖΩΝΗΣ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΟΥ ΑΚΡΩΤΗΡΙΟΥ ΤΩΝ ΑΡΧΑΙΩΝ ΑΒΔΗΡΩΝ, Ν. ΞΑΝΘΗΣ

Δελημάνη Π. και Ξειδάκης Γ.
Τομέας Γεωτεχνικής Μηχανικής Τμήμα Πολιτκών Μηχανικών ,Δ.Π.Θ. 67.100 Ξάνθη
e-mail: pdeliman@civil.duth.gr,xeidakis@civil.duth.gr

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην εργασία αυτή γίνεται η επισήμανση των κυριοτέρων τεχνικογεωλογικών προβλημάτων της παράκτιας ζώνης της ευρύτερης περιοχής των Αρχαίων Αβδήρων από τον παραλιακό οικισμό του Μυρωδάτου μέχρι την παραλία της Μάνδρας του Ν. Ξάνθης και εξετάζονται τα αίτια που τα προκαλούν. Παρουσιάζεται επίσης μια γεωμορφολογική ταξινόμηση των ακτών της περιοχής και συντάσσεται ο τεχνικογεωλογικός χάρτης και ο χάρτης κλίσεων εδάφους. Η περιοχή έρευνας έχει ιδιαίτερο ενδιαφέρον λόγω της μακραίωνης ιστορίας της. Ως γνωστόν τα Αρχαία Άβδηρα παρουσιάζουν οικιστική παρουσία από τον 8ο αι. π.Χ. μέχρι σήμερα. Στο διάστημα αυτό, όπως προκύπτει από παλαιότερες αρχαιολογικές και γεωμορφολογικές έρευνες στην περιοχή έχουν συντελεστεί σοβαρές γεωμορφολογικές μεταβολές, που έχουν επηρεάσει την οικιστική εξέλιξη της και τις λιμενικές εγκαταστάσεις της, σε όλη τη διάρκεια της ιστορικής της διαδρομής. Τα κυριότερα γεωτεχνικά προβλήματα που εμφανίζονται στην περιοχή εντοπίζονται κυρίως στις ελώδεις εκτάσεις, όπου αναπτύσσεται και η κυριότερη οικοδομική δραστηριότητα (οικιστικές ζώνες). Τα προβλήματα αυτά είναι ο πλημμυρισμός του εδάφους από τα νερά της βροχής, οι καθιζήσεις και τα προβλήματα θεμελιώσεων λόγω του μικρού βάθους του υδροφόρου ορίζοντα και της ατελούς στράγγισης του εδάφους.

1 ΓΕΩΛΟΓΙΑ

Η περιοχή του ακρωτήριου των Αρχαίων Αβδήρων (Μπαλούστρα) αποτελεί το όριο δύο διαφορετικών υδρολογικών ενοτήτων της λεκάνης της λίμνης της Βιστωνίδας ανατολικά, και της λεκάνης του χειμάρρου Λασπία δυτικά, οποία αποτελεί ανεξάρτητη υδρολογική υπολεκάνη της ευρύτερης λεκάνης του ποταμού Νέστου. Στην περιοχή του ακρωτηρίου εμφανίζεται στην επιφάνεια το μεταμορφωμένο υπόβαθρο της μάζας της Ροδόπης το οποίο καταλήγει μέχρι τη θάλασσα, ενώ ανατολικά και δυτικά αυτού εκτείνονται πεδινές εκτάσεις από πρόσφατες τεταρτογενείς αποθέσεις. Η τεκτονική επέδρασε δραστικά στη διαμόρφωση της περιοχής. Τα μεγάλα περιθωριακά ρήγματα του τριτογενούς βύθισαν την περιοχή της λεκάνης της Βιστωνίδας, ενώ τα εγκάρσια προς αυτά ρήγματα της περιοχής των Αβδήρων δημιούργησαν το κέρας των Αβδήρων, αποτελούμενο από τα κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα της Ροδοπικής μάζας (γνεύσιους, μεταμορφωμένους σχιστόλιθους, μάρμαρα) (Κολιός, 1993, Διαμαντής, 1985). Το κέρας των Αβδήρων αποτελεί και το νοτιοδυτικό περιθώριο της λεκάνης της Βιστωνίδας.

2 ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ

Η ευρύτερη περιοχή έρευνας βόρεια και βορειοανατολικά οριοθετείται από μια σειρά λόφων που καταλήγουν μέχρι την ακτογραμμή στην περιοχή του ακρωτηρίου Μπαλούστρα. Η Β και ΒΑ λοφώδης περιοχή αποτελεί τον υδροκριτή της λεκάνης της Βιστωνίδας με την γειτονική της, δηλ. εκείνης του ποταμού Νέστου, επιτρέποντας όμως μια επικοινωνία μεταξύ των λεκανών από το άνοιγμα που υπάρχει μεταξύ Κυψέλης - Μέλισσας (Διαμαντής 1985). Στο αρχικό στάδιο της εξέλιξης της πεδινής περιοχής η ορμητικότητα των χειμάρρων από την ορεινή μάζα συντελούσε στη διάβρωση της περιοχής. Κατά το πρόσφατο τεταρτογενές άρχισε να κυριαρχεί μια φάση απόθεσης κυρίως λόγω των πλημμυρών που δημιουργούσαν τα νερά των χειμάρρων, στις περιοχές με μικρές

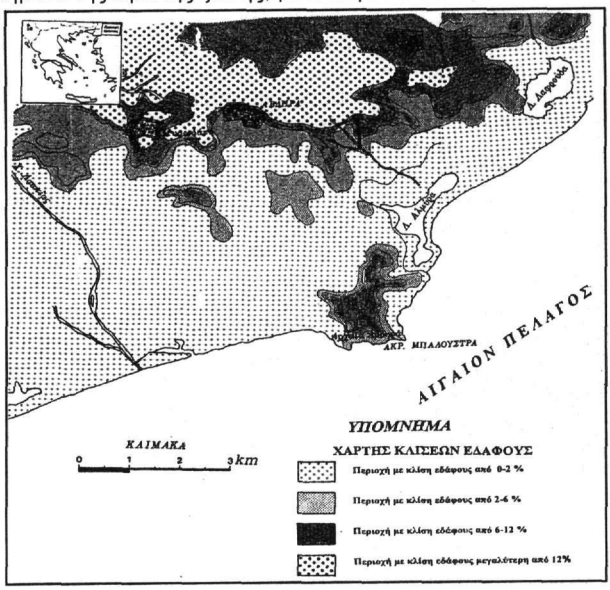
κλίσεις. Σ' αυτό συνετέλεσε και η άνοδος της στάθμης της θάλασσας μετά την περίοδο των παγετώνων και το προς ανατολάς παράκτιο ρεύμα από το δέλτα του ποταμού Νέστου.

2.1 Κλίσεις εδάφους.

Η παράκτια περιοχή που ερευνάται κατά τη μεγαλύτερη έκτασή της είναι πεδινή και ένα τμήμα της είναι λοφώδες. Συγκεκριμένα, κλίση εδάφους μεγαλύτερη από 12% μέχρι 18% παρουσιάζουν οι περιοχές των οικισμών Μυρωδάτου και Αβδήρων, όπως και βόρεια αυτών. Στην περιοχή του ακρωτηρίου Μπαλούστρα - Αρχαία Άβδηρα - παρατηρούνται κλίσεις μέχρι 6%. Για την αποτύπωση των κλίσεων του εδάφους έχουν επιλεγεί τέσσερις ζώνες κλίσεων (σχήμα. 1) και για τον υπολογισμό τους χρησιμοποιήθηκαν τα φύλλα των τοπογραφικών χαρτών της Γ.Υ.Σ 1:50.000.

1) Η πρώτη περιλαμβάνει τις περιοχές στις οποίες η κλίση του εδάφους κυμαίνεται από 0-2%
2) Η δεύτερη ζώνη περιλαμβάνει τις περιοχές όπου η κλίση του εδάφους κυμαίνεται από 2-6%.
3) Η τρίτη ζώνη, περιλαμβάνει τις περιοχές που η κλίση του εδάφους κυμαίνεται από 6-12% και
4) Η τέταρτη ζώνη περιλαμβάνει τις περιοχές με κλίση εδάφους είναι μεγαλύτερη από 12%.

Τα τμήματα της πρώτης ζώνης, με κλίση από 0-2%, αποτελούν τις ελώδεις εκτάσεις της περιοχής.



Σχήμα 1. Χάρτης κλίσεων εδάφους της ευρύτερης περιοχής έρευνας (από Δελημάνη 2000)

2.2 Ταξινόμηση των ακτών.

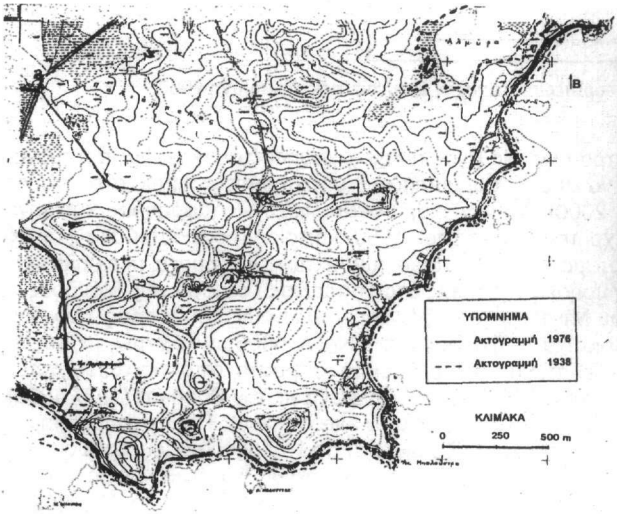
Ανατολικά του ακρωτηρίου Μπαλούστρα οι ακτές είναι, ομαλές, χαμηλού ανάγλυφου, ποταμογενείς (fluvial deposition), αλλά σε ορισμένα σημεία παρουσιάζουν υποχωρήσεις, όπως στον παραλιακό οικισμό της Μάνδρας (Δελημάνη 2000). Στην περιοχή ανατολικά της Λαφρούδας κατέληγε ένας κλάδος του ποταμού Κόσυνθου μέχρι την δεκαετία του 1950 ο οποίος τροφοδοτούσε τις ακτές με ιζήματα. Μετά τη διεύθέτηση του ποταμού η τροφοδοσία των ακτών με ιζήματα περιορίστηκε, γεγονός που συντελεί στις τοπικές υποχωρήσεις της ακτής στον παραλιακό οικισμό της Μάνδρας.

Οι ακτές της περιοχής του ακρωτηρίου Μπαλούστρα λόγω της γεωλογικής δομής τους, ανήκουν στις βραχώδεις ακτές με κύρια χαρακτηριστικά τη διαμόρφωση μικρών αβαθών κόλπων, με συχνή παρουσία υφάλων και μικρών νησίδων.Ο πυθμένας του βυθού μπροστά από τις ακτές αυτές αποτελείται από κλαστικά υλικά, όπου επικρατούν οι άμμοι. Σύμφωνα με τον Shepard (1937,1963) κατατάσσονται στις βραχώδεις, οδοντωτές ακτές (irregular by wave erosion). Πρωτογενώς, χαρακτηρίζονται ως ακτές πλημμυρισμένων κοιλάδων δενδριτικού τύπου υδρογραφικού δικτύου (ria coasts), ενώ δευτερογενώς δέχονται κυρίως την επίδραση της θαλάσσιας διάβρωσης από κυματισμό. Κατά Leontyen, et al(1975) χαρακτηρίζονται βραχώδεις, ομαλές (indenal) και στο μεγαλύτερο τμήμα τους είναι ακτές ς πόξεσης (abrasion). Κατά Jonhnson ανήκουν στον τύπο των σύνθετων ακτών (conpound). Κατά Valentin (1952) χαρακτηρίζονται ως υποχωρούσες (retreated). Η υποχώρηση αυτή των ακτών παρατηρείται από τα τοπογραφικά διαγράμματα της περιοχής του ακρωτηρίου Μπαλούστρα 1:5.000 του 1938 και 1976. (Σχήμα 2, Σχήμα 3). Η κύρια διαφορά που παρατηρείται είναι ότι από το τοπογραφικό διάγραμμα του 1976 λείπει εντελώς η αμμώδης ακτή

που περιέβαλε τις βραχώδεις ακτές και φαίνεται εμφανώς στο τοπογραφικό διάγραμμα του 1938. Αντίθετα παρατηρείται μείωση της έκτασης της λιμνοθάλασσας Αλμύρας, για το ίδιο χρονικό διάστημα, λόγω των ιζημάτων που δέχεται, γεγονός που επιβεβαιώνει την ακρίβεια των τοπογραφικών διαγραμμάτων. Αξιοσημείωτο είναι το γεγονός ότι η φαινόμενη υποχώρηση των αμμωδών ακτών του ακρωτηρίου, που είναι της τάξεως 5-15 m, παρουσιάζεται σχεδόν ομοιόμορφη σε όλο το μήκος των ακτών του ακρωτηρίου για την χρονική περίοδο 1938 – 1976, γεγονός που πιθανόν να οφείλεται αφενός στην μεταβολή που υφίστανται οι ακτές (πλημμυρισμός), λόγω της ανόδου της στάθμης της θάλασσας τον τελευταίο αιώνα και αφετέρου στην μείωση της τροφοδοσίας των ακτών με ιζήματα λόγω των τεχνικών παρεμβάσεων στο υδρογραφικό δίκτυο της ευρύτερης περιοχής έρευνας σε συνδυασμό με την υψηλή κυματική ενέργεια της περιοχής. Για την περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου και ιδιαίτερα του Αιγαίου πρόσφατα δεδομένα τηλεπισκόπισης επισημαίνουν αξιόλογη άνοδο της θάλασσας κύρια λόγω της αύξησης της θερμοκρασίας του θαλάσσιου νερού (Larnicol, et al.,2002). Ενδεικτικά αναφέρεται ότι ορισμένοι ερευνητές εκτιμούν το ρυθμό ανόδου της στάθμης της θάλασσας στην περιοχή της νοτιοανατολικής Μεσογείου ότι κυμάνθηκε σε 13,2 ± 1,5 mm/yr μεταξύ Ιανουαρίου 1993 και Δεκεμβρίου 1996. (Cazenave, et al 2001a, b).

Δυτικά του ακρωτηρίου οι ακτές είναι ομαλές, χαμηλού αναγλύφου, δελταϊκές (delta coasts), προελαύνουσες (prograded), αναδυόμενες (emerged). Στη θέση αυτή βρίσκεται το λιμάνι των Αβδήρων, δυτικά του οποίου, εξ αιτίας της κατασκευής των λιμενοβραχιόνων του εντάθηκε ο ρυθμός πρόσχωσης του τμήματος αυτού, λόγω της διατάραξης της ισορροπίας παράκτιας κυκλοφορίας του θαλασσινού νερού και της παράκτιας μετακίνησης ιζήματος κατά μήκος της ακτής. Το ακρωτήριο Μπαλούστρα λειτουργούσε ως φραγμός των ιζημάτων που μεταφέρονται από τα τοπικά δυτικά παράκτια ρεύματα. Η κύρια αιτία της πρόσχωσης, στο σημείο αυτό, είναι η παροχή ιζημάτων από τον χείμαρρο Λασπία του οποίου οι εκβολές βρίσκονται περίπου 4 km δυτικά του λιμένα, αλλά και μέρους των ιζημάτων του ποταμού Νέστου .

Σύμφωνα με την ταξινόμηση των ακτών κατά Amstrong - Price (Price 1954a,b, 1955, May 1982) για κλίση του θαλάσσιου πυθμένα μέχρι 0,0286%, οι ακτές συνολικά κατατάσσονται σε *χαμηλής δυναμικής ενέργειας* θαλάσσιου κυματισμού, για κλίση από 0,0286% έως 0,0476% *μέτριας ενέργειας* και μεγαλύτερη από 0,0476% *υψηλής ενέργειας* κυματισμού. Επίσης για τις ακτές μέτριας ενέργειας δέχεται ότι η κλίση του πυθμένα για την περιοχή της κατωφέρειας πλησίων των ακτών (nearshore bottom slope) κυμαίνεται δηλ. από 0,178 - 0,264% (σε m/km) ή από 10 - 15 ft/μίλι. Στην περιοχή έρευνας η κλίση του θαλάσσιου πυθμένα μέχρι την ισοβαθή των 10 m είναι περίπου 1,11%, ενώ μέχρι την ισοβαθή των 20 m η κλίση της είναι περίπου 0,59%. Οι ακτές της περιοχής ανήκουν στη κατηγορία *υψηλής κυματικής ενέργειας*. Η κλίση μετρήθηκε στη θέση Χ νότια του ακρωτηρίου, με άξονα Β 350^0 (Σχήμα 7)(Δελημάνη, 2000).



Σχήμα 2. Τοπογραφικό διάγραμμα της κλίμακα 1:5.000 του 1976 εμφανίζεται η φαινόμενη υποχώρηση της ακτογραμμής λόγω της απομάκρυνση των αμμωδών αποθέσεων σε σχέση με το τοπογραφικό διάγραμμα της κλίμακα 1:5.000 του 1938.



Σχήμα 3. Διάβρωση της ακτής στο ακρωτήριο Μπαλούστρα με αποτέλεσμα την υποχώρηση σκάλας

3 ΙΣΤΟΡΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

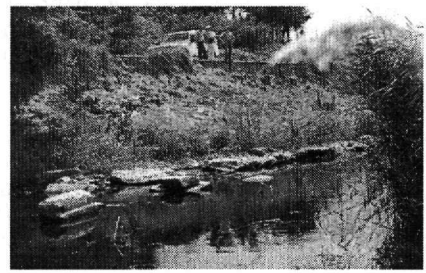
Γεωμορφολογικές, στρωματογραφικές, υδρογεωλογικές και αρχαιολογικές έρευνες δείχνουν ότι η προσχωματική περιοχή δυτικά του ακρωτηρίου Μπαλούστρα αποτελούσε κατά το παρελθόν κόλπο. Ενδεικτική επίσης είναι και η εικόνα της περιοχής που παρουσιάζεται στις αεροφωτογραφίες της Γ.Υ.Σ. λήψεως 1976 όπου φαίνονται δύο παλαιότερες ακτογραμμές (Σχήμα 4).



Σχήμα 4. Αεροφωτογραφία λήψεως 1976 όπου διακρίνονται παλαιές ακτογραμμές και οι θέσεις 1 και 2 των λιμενικών εγκα--ταστάσεων των Αρχαίων Αβδήρων .



Σχήμα 5. Νεώσοικος του 7ου π.Χ. αι., βόρειος περίβολος της πόλης των Αρχαίων Αβδήρων, θέση 1.



Σχήμα 6. Παράλια λιμενική εγκατάσταση 4^{0} π.Χ. αι., νοτιότερα του βόρειου περιβόλου, θέση 2.

Κατά τον 8^{ο} - 7 ^{ο} αι. π.Χ. λιμενικές εγκαταστάσεις της πόλης των Αρχαίων Αβδήρων είχαν κτιστεί στο μυχό του κόλπου αυτού (Κουκούλη-Χρυσανθάκη, 1992, Ψιλοβίκος & Συρίδης, 1992). Σταδιακά ο κόλπος προσχώθηκε από χερσαία ιζήματα και παράκτιες αποθέσεις με δεδομένο ότι το ακρωτήριο Μπαλούστρα λειτουργεί ως φραγμός στην τοπική παράκτια κίνηση των ιζημάτων κατά μήκος της ακτογραμμής. Η στάθμη της θάλασσας την εποχή του σιδήρου (1100-700 π.Χ), την αρχαϊκή (700-490 π.Χ) και κλασσική (490-340) βρισκόταν χαμηλότερα από την σημερινή (Kraft, et al 1982. Ψιλοβίκος & Συρίδης 1992, Lambeck, 1996, Δελημάνη, 2000). Στα τέλη του 4 ^{ο} αι. π.Χ. σύμφωνα με τα αποτελέσματα των αρχαιολογικών ανασκαφών είχε ολοκληρωθεί η μεταφορά της κατοίκησης της πόλης των Αρχαίων Αβδήρων από τον βόρειο περίβολο της προς νότο, όπως και η μεταφορά των λιμενικών εγκαταστάσεων από βορά προς νότο (Τριαντάφυλλος, 1984, Κουκούλη-Χρυσανθάκη, 1984, Κουκούλη-Χρυσανθάκη 1992, Καλιντζή 1992) Σχήμα 5, σχήμα 6. Στη συνέχεια πρέπει να ακολούθησε μικρή σταδιακή άνοδος της στάθμης της θάλασσας με επεισόδια πλημμύρων που επιβεβαιώνεται από το γεγονός ότι τα κτίσματα της κλασσικής εποχής της πόλης των Αρχαίων Αβδήρων καλύπτονται από θαλάσσια άμμο. Παράλληλα όλες οι σύγχρονες παράκτιες πόλεις της Θράκης: Μαρώνεια, Στρύμνη, Μεσημβρία, Θάσος εμφανίζουν προβλήματα θαλάσσιας διάβρωσης και πλημμυρισμού (Πάντος, 1986, Μπακαλάκης, 1967, Τσατσοπούλου-Καλούδη, 1984, Λαζαρίδης 1971, Xeidakis, 1989, Κρανιώτη 1990).

4 ΤΕΧΝΙΚΟΓΕΩΛΟΓΙΚΟΣ ΧΑΡΤΗΣ

4.1 Μεθοδολογία

Η συλλογή των στοιχείων εδάφους έγινε:

α) Από τους γεωλογικούς χάρτες 1:50.000 του Ι.Γ.Μ.Ε. που καλύπτουν την περιοχή και επιτόπιες παρατηρήσεις. Λήφθηκε υπόψη η γεωλογική κατάταξη των σχηματισμών της περιοχής.

β) Ελήφθη υπόψη η κοκκομετρική ανάλυση των επιφανειακών σχηματισμών της περιοχής (μέχρι βάθους 2 m από την επιφάνεια του εδάφους) συνολικά από 10 εδαφοτομές από τις οποίες οι 5 έγιναν για την σύνταξη του χάρτη των Γεωργικών εδαφών του Νομού Ξάνθης (1996)(μέχρι βάθους 2 m από την επιφάνεια του εδάφους) και 5 είναι από φυσικές εδαφοτομές μέχρι βάθους 2,5 m από την επιφάνεια του εδάφους της παράκτιας ζώνης της περιοχής. Στα 5 δείγματα των φυσικών εδαφοτομών δείγματα έγινε κοκκομετρική ανάλυση και συντάχθηκαν οι κοκκομετρικές καμπύλες. Από τα στοιχεία των κοκκομετικών αναλύσεων έγινε ομαδοποίηση των ποσοστών επί % των περιεχομένων χαλίκων, άμμων, ιλύων και αργίλων που περιέχονται στους επιμέρους ορίζοντες των εδαφοτομών. Ανάλογα με το ποσοστό του μέσου όρου των επιμέρους κοκκωδών συστατικών (χαλίκων, άμμων, ιλύων, αργίλων) έγινε ο ενιαίος χαρακτηρισμός των υλικών της εδαφοτομής με βάση το ενιαίο σύστημα κατάταξης εδαφών. Προσδιορίστηκε επίσης και το μητρικό υλικό της απόθεσης κάθε εδαφοτομής

Με βάση το είδος, την κατάσταση (συνοχή, ρωγμάτωση, κλπ) και την κοκκομετρική κατάταξη των γεωυλικών, καθορίστηκαν τέσσερις τύποι εδαφών και τέσσερα διαφορετικά πετρώματα που απαντώνται στην ευρύτερη περιοχή έρευνας. Ο χαρακτηρισμός, οι τιμές ή η διακύμανση των τιμών των τεχνικών χαρακτηριστικών των εδαφών και πετρωμάτων προέρχονται από την ελληνική και διεθνή βιβλιογραφία.

γ) Ακολούθησε στο ύπαιθρο χαρτογράφηση και επιβεβαίωση των διαφορετικών τύπων εδαφών και πετρωμάτων. Ως υπόβαθρο της χαρτογράφησης αυτής χρησιμοποιήθηκε ο χάρτης 1:50.000 της Γ.Υ.Σ. και η παρεχόμενη πληροφόρηση αναφέρεται στους χαρακτήρες των επιφανειακών μόνο σχηματισμών που σε βάθος δεν ξεπερνά τα 5 μέτρα. Πάντως η φύση και ο τρόπος δημιουργίας του γεωλογικού υλικού δεν δικαιολογούν ριζικές μεταβολές σε μεγαλύτερα βάθη από την τυπική εικόνα που δίδεται στο χάρτη. (Σχήμα 7)

4.2 Περιγραφή των ζωνών

4.2.1 *Ζώνη F (SP) Μεσόκοκκοι , ομοιόμορφοι άμμοι .*

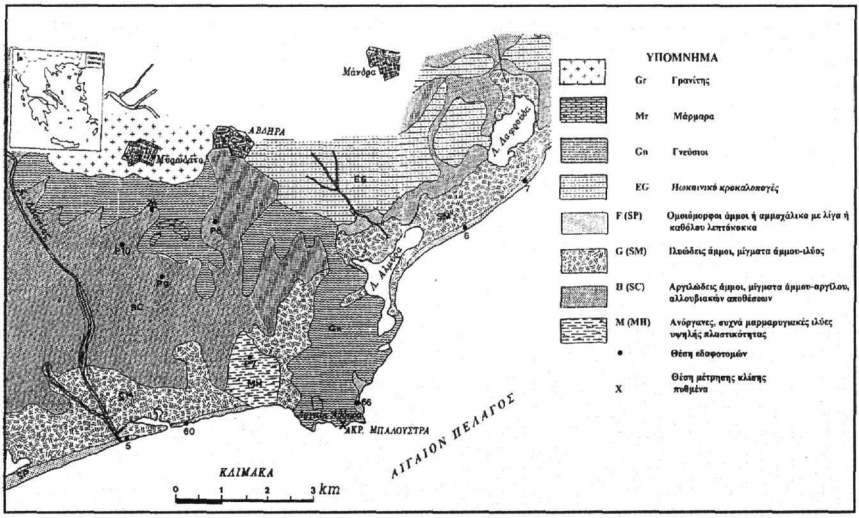
Η ζώνη αυτή αποτελείται από ομοιόμορφες άμμους ή αμμοχάλικα με λίγα ή καθόλου λεπτόκοκκα υλικά. Οι αποθέσεις αυτές αποτελούν κυρίως τις παράκτιες αποθέσεις (θαλάσσιας απόθεσης) και τα υλικά των πρόσφατων και παλαιότερων αμμοθινών (αιολικής απόθεσης). Εμφανίζονται στην παριάκτια περιοχή δυτικά της παραλίας του Μυρωδάτου, στην παραλία του Αγ. Ιωάννου Αβδήρων και στην παραλία Μάνδρας. Σύμφωνα με το ενιαίο σύστημα κατάταξης εδαφών κατατάσσονται στην κατηγορία SP (μεσόκοκκοι, ομοιόμορφοι άμμοι).

Έχουν καλή διαπερατότητα, ικανοποιητική αντοχή και μέτρια ως καλή φέρουσα ικανότητα (75-200 kPa) Η επιτρεπομένη φέρουσα ικανότητα τους είναι από 50-75 kPa (Carter 1983), δεν παρουσιάζουν συρρίκνωση ή διόγκωση, το SPT για συνεκτικά εδάφη(ή εδάφη με διαγένεση) είναι 50 N/ ft , με μέτρια συνεκτικότητα 30N/ ft και για χαλαρά <10 N/ ft. Το ειδικό βάρος τους λαμβάνει τιμές από 1,76-1,59 gr/ cm^3. Ο συντελεστής του μέτρου ελαστικότητας Es για συνεκτικά κυμαίνεται από 200-800 kg/cm^3 και για χαλαρά από 80-300 kg/cm^3, ο λόγος του Poisson ν για συμπυκνωμένα εδάφη από 0,25-0,4 και για χαλαρά 0,20-0,35. Η διακύμανση της βέλτιστης υγρασίας είναι 21-12% (Hunt, 1986). Η γωνία τριβής εκτιμάται $35^0 \pm 5^0$ (Day, 2000). Παρουσιάζουν χαμηλή επικινδυνότητα στη ρευστοποίηση κατά τους σεισμούς. Οι άμμοι αυτές σε περίπτωση που είναι ξηρές, και όταν υγρανθούν καταρρέουν τα τοιχώματα των εκσκαφών και γεωτρήσεων που διανοίγονται σ' αυτές.

4.2.2 *Ζώνη G (SM) Ιλυώδεις άμμοι.*

Λιθολογικά η ζώνη αυτή αποτελείται από ιλυώδεις άμμους ή μίγματα άμμου και ιλύος. Αποτελούν λιμνοθαλάσσιες αποθέσεις των οποίων η διάμετρος των κόκκων κυμαίνεται από 2 mm έως 0,08 mm σε ποσοστό μεγαλύτερο από 50%, ενώ το ποσοστό των λεπτοκόκκων συστατικών είναι μικρότερο από 12% (λεπτόκοκκα εδώ θεωρούνται εκείνα των οποίων ή διάμετρος είναι μικρότερη από 0,074 mm). Οι αποθέσεις αυτές συνήθως είναι χαλαρές, σχεδόν αδιαπέρατες ως ημιδιαπερατές από το νερό(k της τάξεως 10^{-5} έως 10^{-7} cm/s) με μέτρια ως κακή στράγγιση. Παρουσιάζουν χαμηλή συμπιεστότητα και μικρή έως μέτρια διόγκωση. Οι ιλύες είναι ευπαθείς στον παγετό (frost action), έχουν συνήθως μέτρια αντοχή και μέτρια φέρουσα ικανότητα (<100 kPa). Η επιτρεπομένη φέρουσα ικανότητα τους είναι συνήθως <70 kPa (Carter 1983), το SPT για συνεκτικά (ή εδάφη με διαγένεση) είναι 45 N/ ft, με μέτρια συνεκτικότητα 25 N/ ft και για χαλαρά <8 N/ ft. Το ειδικό βάρος τους λαμβάνει τιμές από 1,65-1,49 gr/ cm^3 . Ο συντελεστής του μέτρου ελαστικότητας Es κυμαίνεται από 20-200 kg/cm^3, ο λόγος του Poisson ν από 0,25-0,35. Η διακύμανση της βέλτι-

στης υγρασίας είναι 16-11%(Hunt, 1986). Η γωνία τριβής από $30^0 \pm 5^0$ (Day, 2000). Είναι ευαίσθητες στη ρευστοποίηση. Καταλαμβάνουν μέρος των ελωδών εκτάσεων δυτικά του ακρωτηρίου Μπαλούστρα, περιμετρικά των λιμνοθαλασσών Αλυκής και Λαφρούδας, κ.ά. Αποτελούν κυρίως υγρά εδάφη, αφού στις περιοχές όπου αναπτύσσονται ο φρεάτιος υδροφόρος ορίζοντας βρίσκεται σε μικρό βάθος από την επιφάνεια του εδάφους (>5 m).



Σχήμα.7. Τεχνικογεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής έρευνας.

4.2.3 *Ζώνη Η (SC) Αργιλώδεις άμμοι.*

Η ζώνη αυτή περιλαμβάνει κυρίως τις πρόσφατες τεταρτογενείς αλλουβιακές αποθέσεις. Λιθολογικά αποτελείται από αργιλώδεις άμμους ή μίγματα άμμων και αργίλων, όπως και αμμούχες αργίλους. Οι χαρακτηρισμοί δίνονται ανάλογα με το περιεχόμενο ποσοστό των λεπτόκοκκων συστατικών. Το ποσοστό των αμμωδών συστατικών (με διαμέτρους από 2 mm - 0,074 mm) που περιέχεται στις αποθέσεις αυτές είναι μεγαλύτερο του 50%, ενώ το ποσοστό των λεπτόκοκκων υλικών είναι συνήθως μεγαλύτερο από 12%. Με βάση την κοκκομετρία τους στο ενιαίο σύστημα κατάταξης εδαφών κατατάσσονται στην κατηγορία SC αργιλώδεις άμμοι. Επιφανειακά παρουσιάζονται χαλαρές και σε βάθος περισσότερο από 2-5 m παρουσιάζουν συνεκτικότητα. Είναι σχεδόν αδιαπέρατες από το νερό (k 10^{-7} cm/s), με μέτρια ως κακή στράγγιση, αν και οι ιδιότητες αυτές μεταβάλλονται ανάλογα με το ποσοστό της άμμου που περιέχουν. Η τεχνική τους συμπεριφορά ποικίλλει ανάλογα με την ορυκτολογική τους σύσταση και την διαβάθμισή τους, δηλ. με την αναλογία της περιεχόμενης άμμου και αργίλου. Η στραγγισμένη αντοχή μειώνεται, ενώ η πλαστικότητα και η συμπιεστότητα αυξάνεται με την αύξηση του ποσοστού των αργιλικών ορυκτών. Στις κορεσμένες με νερό (δηλαδή σε περιοχές όπου η στάθμη του υδροφόρου ορίζοντα βρίσκεται σε μικρό βάθος από την επιφάνεια του εδάφους) η αστράγγιστη αντοχή καθορίζει και την φέρουσα ικανότητά τους (Ξειδάκης 1999). Η αντοχή των αποθέσεων που είναι συνεκτικές, λόγω διαγένεσης αλλά και συμπύκνωσης, είναι μεγαλύτερη από ότι όταν είναι χαλαρές, ενώ έχουν μικρή φέρουσα ικανότητα όταν φορτίζονται (π.χ. από κατασκευές). Η επιτρεπομένη φέρουσα ικανότητα τους υπολογίζεται <70 kPa (Carter 1983), το SPT κυμαίνεται από 40 έως <6 N/ft, το ειδικό βάρος τους είναι 1,65-1,49 gr/ cm^3. Ο συντελεστής του μέτρου ελαστικότητας Es για συνεκτικά έως χαλαρά εδάφη κυμαίνεται από 300-80 Kg/cm^3 και ο λόγος του Poisson ν υπολογίζεται από 0,2-0,4, η διακύμανση της βέλτιστης υγρασίας είναι από 19-11%. Η γωνία τριβής κυμαίνεται από $28^0 \pm 5^0$ (Day, 2000). Είναι γενικά ευπαθείς στη δράση του παγετού, παρατηρούνται σ' αυτές φαινόμενα διόγκωσης ή συρρίκνωσης και παρουσιάζουν συνήθως σχετικά χαμηλή συμπιεστικότητα. Καταλαμβάνουν μεγάλες εκτάσεις των αλλουβιακών αποθέσεων του δέλτα του π. Λασπία καθώς και των πεδινών τμημάτων γύρω από τη λοφώδη περιοχή του ακρωτηρίου Μπαλούστρα (Άβδηρα).

4.2.4 *Ζώνη Μ (MH) Ιλύες υψηλής πλαστικότητας.*

Η ζώνη αυτή αποτελείται από ανόργανες ιλύες, συχνά μαρμαρυγιακές, υψηλής πλαστικότητας. Σύμφωνα με το ενιαίο σύστημα κατάταξης εδαφών κατατάσσεται στην κατηγορία MH. Το ποσοστό των λεπτόκοκκων υλικών είναι μεγαλύτερο από 50%. Είναι κυρίως λιμναίας ή λιμνοθαλάσσιας φά-

σης, χαλαρές. Κατά θέσεις στο δέλτα του χειμάρρου Λασπία αποτελούν εναλλασσόμενες στρώσεις με αμμοϊλύες και αργίλους, σκοτεινού χρώματος. Οι εναλλαγές ανοικτόχρωμων και σκοτεινόχρωμων στρώσεων αποτελούν ενδείξεις διαφορετικής ταχύτητας του νερού απόθεσης. Οι αποθέσεις αυτές των λεπτών στρώσεων είναι εξαιρετικά ανισότροπες ως προς τις τεχνικές ιδιότητές τους τόσο κατά την οριζόντια όσο και κατά την κατακόρυφη έννοια. Οι ιλύες έχουν υψηλή επικινδυνότητα στη ρευστοποίηση κατά τους σεισμούς, είναι ευπαθείς στον παγετό και υπάρχει κίνδυνος κατάρρευσης των τοιχωμάτων των γεωτρήσεων και εκσκαφών που διανοίγονται σ' αυτές. Οι ιλύες παρουσιάζουν διόγκωση, όταν υγρανθούν και μικραίνει η πυκνότητά τους με αποτέλεσμα να καταρρέουν, όταν κορεστούν με νερό (Ξε'δάκης 1999). Οι σχηματισμοί της ζώνης αυτής είναι αδιαπέρατοι στο νερό ($k<10^{-9}$ cm/s) με κακή στράγγιση, μικρή αντοχή και φέρουσα ικανότητα, με τιμές μεταξύ 50-100 kPa, η οποία όμως είναι καλύτερα να καθορίζεται μετά από δοκιμή όπως και η επιτρεπομένη φέρουσα ικανότητα. Παρουσιάζουν συμπιεστότητα (0,3-1,5 kN/m^2) και κακή εργασιμότητα. Το ειδικό βάρος τους κυμαίνεται από 1,92-2,08 gr/ cm^3. Ο συντελεστής του μέτρου ελαστικότητας Es από 40-80 Kg/cm^3 και ο λόγος του Poisson ν υπολογίζεται από 0,30-0,35. Η διακύμανση της βέλτιστης υγρασίας είναι από 40-24%, η γωνία τριβής κυμαίνεται από $25^0 \pm 5^0$ (Day, 2000). Οι αποθέσεις αυτές συναντώνται στις ελώδεις εκτάσεις της περιοχής μεταξύ Μυρωδάτου και Αβδήρων.

4.2.5 *Γρανίτης*

Ο γρανίτης εμφανίζεται στη λοφώδη περιοχή του Μυρωδάτου. Είναι αδροκρυσταλλικός έως μεσοκρυσταλλικός. Τα ορυκτολογικά του συστατικά είναι καλλιούχοι άστριοι, πλαγιόκλαστα, χαλαζίας, βιοτίτης και ορισμένες συγκεντρώσεις μοσχοβίτη. Παρουσιάζει ελαφρά μεταμόρφωση, τεκτονισμό και είναι παλαιότερος του Αν. Ηωκαίνου - Κατώτερου Ολιγοκαίνου (γεωλογικός χάρτης ΙΓΜΕ, Κουρής 1978). Επιφανειακά παρουσιάζεται ρωγματωμένος, αποσαθρωμένος και με εξαλλοιώσεις των ορυκτολογικών συστατικών του. Γενικά είναι αδιαπέρατο από το νερό πέτρωμα (k από 10^{-9}-10^{-7} cm/s) παρουσιάζει. Επιφανειακά εμφανίζει δευτερογενή διαπερατότητα μέσω ρωγμών και διακλάσεων, οι οποίες όμως δεν προχωρούν σε βάθος μεγαλύτερο από 10 m. Η αντοχή του υγιούς υλικού είναι εξαιρετική με καλή φέρουσα ικανότητα >200 mPa. Στα αποσαθρωμένα όμως τμήματά του οι τιμές των ιδιοτήτων αυτών μειώνονται. Δεν εμφανίζει συμπιεστότητα, είναι εξαιρετικής εργασιμότητας και είναι δυνατόν να αποστραγγιστεί μόνο μέσω ρωγμών. Δεν παρουσιάζει συρρίκνωση ή διόγκωση, ούτε ευπάθεια από τη δράση του παγετού.

4.2.6 *Μάρμαρα*

Μικρή εμφάνιση μαρμάρων του μεταμορφωμένου συστήματος της Ροδόπης εμφανίζεται νότια του οικισμού του Μυρωδάτου (Γαλάζιος λόφος). Εχει περιορισμένη έκταση και περιβάλλεται από γνευσίους και μεταμορφωμένους σχιστόλιθους. Είναι αδροκρυσταλλικό, σκοτεινού χρώματος και εμφανίζεται ρωγματωμένο. Λόγω της ρωγμάτωσής του παρουσιάζει μεγάλη δευτερογενή διαπερατότητα. Γενικά παρουσιάζει καλή τεχνική συμπεριφορά (120 MPa), καμία συμπιεστότητα , διόγκωση ή συρρίκνωση, με εξαιρετική εργασιμότητα και κανένα επηρεασμό από τη δράση του παγετού. Διαλύεται και σχηματίζει υπόγεια κενά και αγωγούς επικίνδυνα στις κατασκευές.

4.2.7 *Γνεύσιοι και Μεταμορφωμένοι σχιστόλιθοι*

Τα μεταμορφωμένα αυτά πετρωμάτα εντοπίζονται δυτικά και νότια της εμφάνισης του γρανίτη (οικισμός Μυρωδάτου) και νότια του οικισμού των Αβδήρων στο ακρωτήριο Μπαλούστρα (Αρχαία Άβδηρα) (Σχήμα 7). Είναι μέρος του μεταμορφωμένου υποβάθρου της ζώνης της Ροδόπης και αποτελούνται από γνευσίους ανοικτόχρωμους έως σκοτεινότερους. Η υφή τους είναι γνευσιακή κοκκώδης και μεταπίπτει σε σχιστώδη στους σχιστόλιθους. Στην περιοχή των Αρχαίων Αβδήρων εμφανίζονται κεροστιλβικοί γνεύσιοι μέσα στους οποίους εντοπίζονται σε στρώματα ή φακούς σκοτεινόχρωμοι και πρασινόμαυροι αμφιβολίτες μικρού πάχους. Επιφανειακά παρουσιάζονται ρωγματωμένα και με διακλάσεις χωρίς όμως ιδιαίτερη αποσάθρωση. Είναι υλικά αδιαπέρατα, 10^{-9}< $k<10^{-7}$ cm/s με υψηλή αντοχή και φέρουσα ικανότητα, χωρίς καμία συμπιεστότητα, με εξαιρετική εργασιμότητα και επιφανειακή μόνο δυνατότητα αποστράγγισης μέσω ρωγμών. Δεν εμφανίζουν καμία διόγκωση ή συρρίκνωση ούτε επηρεάζονται από τη δράση του παγετού.

4.2.8 *Ηωκαινικά κροκαλοπαγή*

Τα ηωκαινικά κροκαλοπαγή εμφανίζονται στη λοφώδη περιοχή των οικισμών Αβδήρων και Μάνδρας. Τα κροκαλοπαγή αυτά παρουσιάζουν μεγάλη ποικιλία ως προς την κοκκομετρική διαβάθμιση των συστατικών τους. Είναι πολύ αδρομερή έως μικροκροκαλοπαγή και ψαμμίτες. Εμφανίζονται κατά θέσεις σε στρώματα και φακούς με φτωχή κοκκομετρική διαβάθμιση τα οποία τοπικά εναλλάσσονται με αρκόζες. Οι κροκάλες τους προέρχονται από μεταμορφωμένα και γρανιτικά πετρώματα καθώς και καλά στρογγυλεμένες κροκάλες χαλαζία. Η συγκολλητική ύλη τους είναι ασβεστιτική, αργιλική ή χαλαζιακή. Παρουσιάζουν γενικά καλή τεχνική συμπεριφορά. Είναι μέ-

σης διαπερατότητας (k από 10^{-5} έως 10^{-3} cm/s) και η διαπερατότητά τους εξαρτάται από την χαλαρότητα και την ρωγμάτωσή τους. Παρουσιάζουν καλή αντοχή και φέρουσα ικανότητα (4 MPa), δεν παρουσιάζουν συμπιεστότητα, ενώ η εργασιμότητά της είναι εξαιρετική. Η δυνατότητα αποστράγγισης γίνεται κυρίως μέσω ρωγμών και ζωνών χαλάρωσης. Δεν εμφανίζουν συρρίκνωση ή διόγκωση και δεν επηρεάζονται από τον παγετό.

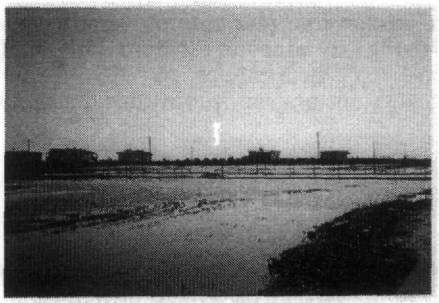
5 ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ ΑΚΡΩΤΗΡΙΟΥ ΜΠΑΛΟΥΣΤΡΑ

Στην ευρύτερη περιοχή του ακρωτηρίου Μπαλούστρα (Άβδηρα) οι υδροφόροι ορίζοντες που αναπτύσσονται παρουσιάζουν μικρό υδατικό δυναμικό. Αυτό οφείλεται αφ' ενός στην παρουσία, σε μικρό βάθος, στεγανών σχηματισμών και αφ' ετέρου στην έλλειψη αξιόλογων υδατορευμάτων που αποτελούν επιφανειακούς άξονες τροφοδοσίας των υπόγειων υδροφορέων. Το πάχος των τεταρτογενών αποθέσεων είναι μικρό και οι υδρογεωτρήσεις που έγιναν συνάντησαν τα μεταμορφωμένα πετρώματα του υποβάθρου της μάζας της Ροδόπης σε μικρό βάθος κάτω από τεταρτογενείς αποθέσεις (Άβδηρα, Μυρωδάτο). Η διαπερατότητα των τεταρτογενών αυτών αποθέσεων είναι μικρή, λόγω προσμίξεων αργίλων, και οι παροχές που επιτεύχθηκαν ήταν μικρές (3 m^3/h) (Τομέας Γεωτεχνικής Μηχανικής Δ.Π.Θ., 1994). Ο φρεάτιος υδροφόρος ορίζοντας βρίσκεται σε μικρό βάθος, της τάξεως 1-2 m από την επιφάνεια του εδάφους, με αποτέλεσμα να δημιουργούνται προβλήματα στην εκσκαφή των θεμελίων, αλλά και παραμονής επιφανειακών νερών στις περιοχές αυτές κατά τη διάρκεια της υγρής περιόδου.

Οι υδρολογικές συνθήκες που επικρατούν στο ερευνούμενο παράκτιο τμήμα σχετίζονται με την επάρκεια ή μη του υπόγειου νερού για διάφορες χρήσεις νερού (ύδρευση, άρδευση, βιομηχανία), λόγω της ανυπαρξίας σχεδόν υδροφόρων οριζόντων. Οι οικισμοί της περιοχής υδρεύονται από τα υδροφόρα στρώματα της περιοχής «αεροδρομίου Ξάνθης», 20 km βορειότερα από την περιοχή ερευνάς. Η υδροδότηση όμως των οικισμών αυτών παρουσιάζει και σήμερα προβλήματα επάρκειας, ιδιαίτερα τη θερινή περίοδο, λόγω της αύξησης των αναγκών από τη χρησιμοποίηση των περιοχών αυτών για θερινή κατοικία. Για άρδευση σήμερα χρησιμοποιείται το νερό που προορίζεται για ύδρευση με αποτέλεσμα να αναζητείται επιφανειακό νερό από τα φράγματα του Νέστου για την κάλυψη αρδευτικών και υδρευτικών των αναγκών της περιοχής.

6 ΟΙΚΙΣΤΙΚΗ ΑΝΑΠΤΥΞΗ

Κατά το μεγαλύτερο μέρος η παράκτια περιοχή έρευνας χρησιμοποιείται για γεωργική και κτηνοτροφική χρήση και ένα τμήμα της καλύπτεται από τον υγροτόπο της Αλμύρας σημαντικής οικολογικής αξίας. Επίσης τμήμα της περιοχή αποτελεί ο αρχαιολογικός χώρος των Αρχαίων Αβδήρων. Για τους λόγους αυτούς υπάρχει απαγόρευση της δόμησης. Την τελευταία όμως δεκαετία παρατηρείται επέκταση των υπαρχόντων παράκτιων οικισμών και δημιουργία νέων. Η δόμηση αυτών, στις περισσότερες περιπτώσεις, είναι αυθαίρετη και χωρίς την ένταξή τους σε ευρύτερα σχέδια ανάπτυξης περιφερειακού ή χωροταξικού σχεδιασμού της ευρύτερης περιοχής. Συνέπεια του γεγονότος αυτού είναι να παρατηρούνται πολυάριθμα προβλήματα από την έλλειψη υποδομής, την κατάτμηση αγρών και οικοπέδων, την έλλειψη κτηματολογίου, τις αλληλοσυγκρουόμενες χρήσεις γης, τις οχλήσεις και τη συρρίκνωση του βιοτόπου κλπ. Οι οικισμοί αυτοί είναι κυρίως περιαστικές ζώνες β΄ κατοικίας, με ελάχιστη υποδομή (ΧΥΤΑ, βιολογικοί καθαρισμοί, κ.λ.π.) με αποτέλεσμα να δημιουργούνται προβλήματα ρύπανσης εδάφους, υπογείων νερών, αλλοίωση του φυσικού τοπίου, επηρεασμός των μηχανισμών γεωμορφολογικής εξέλιξης κ.λ.π. Σήμερα ο υγρότοπος της Αλμύρας επιχωματώνεται και οικοπεδοποιείται. Στις ζώνες αυτές ο φρεάτιος υδροφόρος ορίζοντας βρίσκεται σε μικρό βάθος από την επιφάνεια του εδάφους, με αποτέλεσμα να δημιουργούνται προβλήματα στην εκσκαφή των θεμελίων, αλλά και παραμονή επιφανειακών νερών στις περιοχές αυτές κατά τη διάρκεια της υγρής περιόδου. (Σχήμα 8, Σχήμα 9).Την παραμονή επιφανειακών νερών διευκολύνει η σύσταση του εδάφους, που είναι κυρίως ιλυώδεις, με κακή αποστράγγιση και οι μικρές κλίσεις, (η πρώτη ζώνη κλίσεων εδάφους, 0-2%.) Η περιοχή αυτή είναι ανεπαρκής σε υπόγεια και επιφανειακά νερά και παρουσιάζει προβλήματα υδροδότησης την καλοκαιρινή περίοδο λόγω της συγκέντρωσης τουριστών (οικιστική ζώνη β' κατοικίας).



Σχήμα 8. Παραλιακός οικισμός Μυρωδάτου



Σχήμα 9. Παραλιακός οικισμός Μάνδρας

7 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Τα κυριότερα τεχνικογεωλογικά προβλήματα της ευρύτερης παραλιακής ζώνης των Αρχαίων Αβδήρων είναι :

- Η κακή στράγγιση των εδαφών στις περιοχές όπου εκτείνονται κυρίως οι αποθέσεις των ιλυωδών άμμων, SM, των ιλύων υψηλής πλαστικότητας, MH και μερικώς οι αργιλώδεις άμμοι, SC.
- Η παρουσία εκτεταμένων ελωδών περιοχών κατά τη χειμερινή περίοδο, λόγω του χαμηλού αναγλύφου, των μικρών κλίσεων(>2%, πρώτη ζώνη), του υψηλού υδροφόρου ορίζοντα, και της κακή στράγγισης του εδάφους.
- Διαφορικές καθιζήσεις σε οικοδομές λόγω συμπυκνώσεων του εδαφικού υλικού θεμελίωσης.
- Ρύπανση των υπογείων νερών από την αυθαίρετη δόμηση, την έλλειψη καταλλήλων χώρων συγκέντρωσης και ταφής των απορριμμάτων και τη μεταφορά ρυπαντών από τους χειμάρρους της περιοχής και κυρίως από το χείμαρρο Λασπία.
- Προβλήματα υδροδότησης των παραλιακών οικισμών τους καλοκαιρινούς μήνες λόγω ανυπαρξίας υδροφόρων οριζόντων και της συγκέντρωσης τουριστών (οικιστική ζώνη β' κατοικίας).

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Δελημάνη, Π. 2000. Γεωλογικές μεταβολές της ακτογραμμής στη περιοχή της Θράκης και επιπτώσεις στη χρήση γης της παραλιακής ζώνης. Διδακτορική διατριβή, Δημοκρίτειο Πανεπ/μιο Θράκης. Πολυτεχνική Σχολή. Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών. Ξάνθη 2000.

Διαμαντής Ι.Β., 1985. Υδρογεωλογική μελέτη λεκάνη λίμνης Βιστονίδας. Μελέτη υδροφόρων οριζόντων μέσα σε ένα ευρύ ετερογενές πεδίο. Διδακτορική διατριβή. Ξάνθη 1985.

Εργαστήριο Εδαφολογίας. Γεωργικό Πανεπιστήμιο Αθηνών, 1996. Χάρτης Γεωργικών εδαφών Νομού Ξάνθης. Ερευνητικό Πρόγραμμα Interreg. Γεωργικό Πανεπιστήμιο Αθηνών Αθήνα.

Ι.Γ.Μ.Ε., 1980. Φύλλο Γεωλογικού Χάρτη Άβδηρα - Μέση. Κλίμακα 1:50.000.

Καλιτζή, Κ. 1992 Ανασκαφικές εργασίες. Νομός Ξάνθης. ΙΘ΄ Εφορεία προϊστορικών και κλασικών αρχαιοτήτων . Αρχαιολογικό Δελτίο. 47, σελ. 485- 487

Κολιός, Ν., 1993. Γεωθερμική έρευνα χαμηλής ενθαλπίας. Μελέτη του γεωθερμικού πεδίου Ν. Κεσσάνης. Διδακτορική διατριβή. Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας, Αθήνα 1993.

Κουκούλη - Χρυσανθάνη, Χ., 1982. Ανασκαφικές έρευνες στα Άβδηρα, Π.Α.Ε., 1982, σ. 1-17.

Κουκούλη - Χρυσανθάνη, Χ., 1992. Η Αρχαϊκή πόλη των Αβδήρων Β : Αρχαιολογικές έρευνες . Αρχαία Θράκη ΙΙ Κομοτηνή 1997.

Κρανιώτη, Λ., 1990. Αρχαία επιγραφή από τη Στρύμη. Εκδ. εις μνήμη Δ. Λαζαρίδη. Πόλις και χώρα στην Αρχαία Μακεδονία και Θράκη. Πρακτικά αρχαιολογικού Συνεδρίου στην Καβάλα, 9-11 Μαΐου 1986, Θεσσαλονίκη.

Λαζαρίδης, Α. Δ., 1971. Άβδηρα και Δίκαια (1971). Μονογραφία «Αρχαίες Ελληνικές πόλεις», Νο 6, Αθήνα

Πάντος, Π., 1986. Αρχαιολογική τοπογραφία Αβδήρων Δικαίας, παρ' Άβδηρα και Στρύμης 7ος-5ος αι. π.Χ., Θρακικά Χρονικά, Νο 41, 1986, Ξάνθη.

Μπακαλάκης, Γ., 1958. Προανασκαφικές έρευνες στη Θράκη, Θεσσαλονίκη.

Ξειδάκης, Γ.1999. Τεχνικογεωλογικά - γεωτεχνικά χαρακτηριστικά των εδαφικών αποθέσεων ανάλογα με τον τρόπο γένεσης αυτών. Από τις παραδόσεις του μαθήματος της Τεχνικής Γεωλογίας, Ξάνθη.

Τομέας Γεωτεχνικής Μηχανικής Δ.Π.Θ., 1994. Διερεύνηση δυνατοτήτων ύδρευσης παράκτιων οικισμών της Θράκης από παράκτιους υδροφορείς. Περιφέρεια Ανατολικής Μακεδονίας και Θράκης, 1989-1993. Ξάνθη.

Τσατσοπούλου - Καλούδη, Τ., 1984. Αφιέρωμα: Θράκη. Η Αγαιακή Μεσημβρία. Αρχαιολογία, τεύχος 13, Νοέμβριος 1984. Αθήνα

Τριαντάφυλλος, Δ., 1984. Αφιέρωμα: Θράκη. Άβδηρα. Ιστορικά στοιχεία. Αρχαιολογία, τεύχος 13, Νοέμβριος 1984, Αθήνα.
Ψιλοβίκος, Α., Συρίδης Γ.1992. Η Αρχαϊκή πόλη των Αβδήρων Β : Γεωμορφολογικές έρευνες. Αρχαία Θράκη ΙΙ Κομοτηνή 1997.
Cazenave A., P. Bonnefond, K. Dominh and F. Mercier, 2001a: "Sea level changes in the Mediterranean and Black Seas from satellite altimetry", Global and Planetary Change.
Cazenave A., P. Bonnefond, K. Dominh and S. Mangiarotti 2001b. "Recent Sea level changes in the Mediterranean sea revealed by satellite altimetry". Geophys. Res. Letters.
Carter, M., 1983. Geotechnical engineering handbook, Pentech Press, New York, USA.
Day, R. 2000. Geotechnical engineer's portable handbook. McGraw-Hill. Book Company, New York U.S.A.
Hunt, R. 1986. *Geotechnical engineering analysis and evaluation.* McGraw-Hill Book Company, New York, USA.
Kraft, J.C., Kayan, I.& Erol, O. 1982. Geology and paleogeographic reconstruction in vicinity of ancient Troy. In Geology of Troy, Eds: Rapp, G.R.& Gifford, J.,Priceton Univ. Press, 11-42.
Lambeck, K 1996. Sea level change and shore-line evolution in Aegean Greece since Upper Paleolithic time, Antiquity, 70, 588-611.
Larnicol, G., Ayoub, N. and Le Traon, P.Y. 2002. "Major changes in Mediterranean sea level variability from 7 year of TOPEX/ Poseidon and ERS-1/2 data. " Journal of Marine Systems, vol.33-34, 63-89.
Leontyev, O.K., Niliforov, .. G., and Safyanov, G. A., 1975. The Geomorphology of Sea Coasts (in Russia). Moscow: Moscow University, 336 p.
Price, W., 1954a. Shorelines and coasts of the Gulf of Mexico. Gulf of Mexico Fishery. Bull. 55,pp 39-65.
Price, W., 1954b. Correlation of shoreline type with offshore condition in the Gulf of Mexico. Proceedings of the Costal Geography conference.1954.
Price, W., 1955. Correlation of Shoreline Type with Offshore Bottom Condition. Austin, Texas : A & M College of Texas, Department of Oceanography, Project 63,2p,
May ,J.P. 1982. Moderate-energy coast .Encyclopedia of earth science. Vol.VX. The Encyclopedia of Beaches and Coastal Environments. Edit. Schwartz, M.,L. Hutchinson Ross Publishing Company. Stroudsburg, Pennsylvania. U.S.A. p 550.
Xeidakis, G., 1989. Coastal geomorphology and development. The case of the Aegean Thrace. Proc. XIV. Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association. Sofia , Sept. 1989
Shepard, F. P., 1937. Revised classification of marine shorelines, Jour. Geology 45, 602 - 624 p.
Shepard, F.P., 1963. Submarine Geology, 2d ed. New York: Harper and Row, 557p
Valentin, H., 1952. Die Kusten der Erde, Petermans Geog. Mitt. Erg. 246. Gotha: Justus Perhes, 118p.

ABSTRACT

ENGINEERING GEOLOGY PROBLEMS OF THE COASTAL ZONE AROUND ANCIENT ABDERA, XANTHI, N. GREECE.

Delimani P. and Xeidakis G.
Department of Civil Engineering Democritus of Thrace, 67100, Xanthi, Greece.
e-mail: pdeliman@civil.duth.gr, xeidakis@civil.duth.gr

The main engineering geology problems of the coastal zone around Ancient Abdera together with their causes are examined in this paper. The area studied extends from the coastal settlement of Mirodato up to the coastal settlement of Mandra, Xanhti prefecture, N. Greece. A geomorphology classification of coasts of the area is presented and maps of the ground inclination and geotechnical zone are constructed.

The main geotechnical problems of the area appear to be: inundation of much of the area during winter period; foundation settlement; shallow water table; pollution of the groundwater and arbitrary construction in environmentally protected zones.

The area of study gets special interest due to its continues human habitation since the 8 th B.C. century. As it has come but from archaeological and sentimentology studies, the Abdera bay has suffered (long shore bar) and land (torrents, load) results in quick filling in the ancient harbors, making them in navigable and forcing the habitants to more their harborworks further south to deeper sea water.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ ΤΩΝ ΑΚΤΩΝ ΤΗΣ ΛΕΣΒΟΥ

Λειβαδίτης Γ.[1] , Αλεξούλη-Λειβαδίτη Α.[2]

[1] *Τομέας Γεωγραφίας-Κλιματολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Π. Α. 157 84 Παν/πολη Ζωγράφο, livaditis@geo.uoa.gr*

[2] *Τομέας Γεωλογικών Επιστημών, Σχολή Μηχ. Μεταλλείων-Μεταλλουργών, Ε.Μ.Πολυτεχνείο, Ηρώων Πολυτεχνείου 9, 157 80 Ζωγράφου, Αθήνα, alexouli@central.ntua.gr*

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η εργασία αυτή αφορά στη μορφολογική μελέτη των ακτών και των παράκτιων περιοχών της Λέσβου. Διερευνάται η επίδραση των γεωλογικών και τεκτονικών χαρακτηριστικών στη διαμόρφωσή τους και γίνεται λιθομορφολογική και γενετική ταξινόμηση των ακτών. Ερευνώνται και σημειώνονται οι θέσεις στις οποίες εμφανίζονται beach rocks, καθώς και τα βάθη που βρίσκονται σε σχέση με τη στάθμη της θάλασσας, γεγονός που δίνει πληροφορίες για τις μεταβολές των ακτών κατά το Ανώτερο Ολόκαινο. Επίσης διερευνώνται οι συνθήκες δημιουργίας τους και η ορυκτολογική τους σύσταση. Σημειώνονται οι περιοχές, στις οποίες αναπτύσσονται παράκτιες θίνες και διερευνώνται οι συνθήκες σχηματισμού τους και η επιλεκτική εμφάνισή τους σε ορισμένες παραλίες του νησιού σε σχέση με τη λιθολογία και τη μορφολογία των περιοχών στις οποίες έχουν αποτεθεί, καθώς και τα κλιματικά και ανεμολογικά στοιχεία που επικρατούν εκεί. Γίνεται λιθομορφολογική και γενετική ταξινόμηση των ακτών.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η Λέσβος βρίσκεται στο ανατολικό τμήμα του βόρειου Αιγαίου. Είναι από τα μεγαλύτερα νησιά του Αιγαιακού χώρου. Εξαιτίας του σχήματός της έχει εξαιρετικά μεγάλο ανάπτυγμα ακτών σε σχέση με την έκτασή της. Έχει έκταση 1.636,7 Km^2 και περίμετρο 381 km.

Η εργασία αυτή αφορά στη μορφολογική μελέτη των ακτών και των παράκτιων περιοχών της Λέσβου. Διερευνάται η επίδραση των γεωλογικών και τεκτονικών χαρακτηριστικών στη διαμόρφωση των ακτών. Γίνεται λιθομορφολογική και γενετική ταξινόμηση των ακτών.

Οι κυριότεροι παράγοντες που ελέγχουν τη διαμόρφωση των ακτών είναι η γεωλογική και τεκτονική δομή, η λιθολογική σύσταση των γεωλογικών σχηματισμών, οι κλιματικές συνθήκες και οι μεταβολές της στάθμης της θάλασσας.

Η Ανατολική Λέσβος ανήκει στον C_1 s B´$_3$ b´$_4$ κλιματικό τύπο κατά Thornthwait (Καρράς, 1973), δηλαδή κλίμα ξηρό αποκλίνον προς το ημίυγρο με τιμές του δείκτη υγρασίας από –20 έως 0, που παρουσιάζει μεγάλο σχετικά πλεόνασμα νερού κατά το χειμώνα (I_h 33,3), ενώ η Δυτική Λέσβος ανήκει στον D d B´$_3$ b´$_4$ κλιματικό τύπο (ημίξηρο με μικρό πλεόνασμα νερού κατά το χειμώνα και δυνητική εξατμισοδιαπνοή από 855 έως 995mm). Ιδιαίτερη σημασία στη διαμόρφωση των παράκτιων γεωμορφών έχει η ένταση και η διεύθυνση των επικρατούντων ανέμων, γιατί καθορίζουν την ένταση και τη διεύθυνση της κυματικής ενέργειας. Οι επικρατούντες άνεμοι είναι βόρειας διεύθυνσης, ακολουθούν οι νότιοι άνεμοι, οι βορειοανατολικοί και τέλος οι νοτιοδυτικοί.

2 ΓΕΩΛΟΓΙΑ-ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ

Όπως φαίνεται στους γεωλογικούς χάρτες 1:50.000 (Hecht, 1972.-73, -73, -74, -75) η Λέσβος δομείται από τις ακόλουθες ενότητες: Το νότιο και ανατολικό τμήμα του νησιού καλύπτεται από μεταμορφωσιγενή πετρώματα, περιδοτίτες και σερπεντινίτες, φυλλίτες και μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους με ενδιαστρώσεις μαρμάρων ανωπαλαιοζωικής-τριαδικής ηλικίας (Παπάκης, 1966). Το βόρειο όμως και δυτικό τμήμα του νησιού δομείται από Τεταρτογενείς-Νεογενείς σχηματισμούς, που αποτελούνται από μάργες και ηφαιστειο-ιζηματογενείς αποθέσεις, που διακρίνονται σε δύο ηφαιστειακές σειρές. Η παλαιότερη, μειοκαινικής ηλικίας που χαρακτηρίζεται από ανδεσιτικές έως βασαλτικές-ανδεσιτικές λάβες και η νεότερη ηφαιστειακή σειρά, που αποτελείται από αλκαλικές βασαλτικές εκχύσεις, ηλικίας Κατώτερου Πλειόκαινου. Στο κατώτερο τμήμα της κατώτερης ενότητας

εντοπίζονται όξινα πυροκλαστικά (ιγκνιμπρίτες, ρυόλιθοι, κ.λ.π.). Η περιοχή, που δομείται από τα ηφαιστειακά πετρώματα, καταλαμβάνει έκταση 875.949 Km^2 δηλαδή 53,5% της ολικής έκτασης του νησιού.

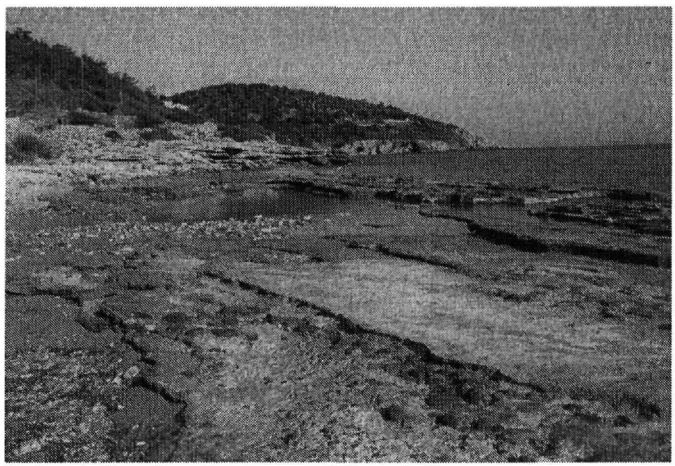
Στη Λέσβο παρατηρούνται τρία κύρια συστήματα ρηγμάτων: ένα βορειοανατολικής διεύθυνσης, που αποτελεί και την κύρια διεύθυνση διαρρήξεων, ένα βορειοδυτικής, κατά την οποία απαντάται το μεγαλύτερο μήκος ρηγμάτων και τέλος ένα με διεύθυνση Β-Ν (Κατσικάτσος, et al. 1993). Έκτός από την ύπαρξη των ρηγμάτων, τα πετρώματα είναι έντονα κατακερματισμένα, με αποτέλεσμα να αποχωρίζονται σε μικρά κομμάτια. Η Λέσβος χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη μανδύα αποσάθρωσης μεγάλου γενικά πάχους, που βρίσκεται πάνω σε έντονα κατακερματισμένα πετρώματα και ένα πλούσιο υδρογραφικό δίκτυο. Όλα αυτά μαζί, δημιουργούν ευνοϊκές συνθήκες έντονης διάβρωσης, τα παράγωγα της οποίας παρασύρονται από τα ποτάμια και μεταφέρονται στη θάλασσα.

2 ΠΑΡΑΚΤΙΕΣ ΜΟΡΦΕΣ ΑΠΟΘΕΣΗΣ

2.1 Beach-rocks

2.1.1 *Μακροσκοπική περιγραφή*

Εξετάστηκαν όλες οι ακτές της Λέσβου για την παρουσία beach rocks και διαπιστώθηκαν μόνο σε ένα μικρό μέρος των ακτών (Σχ.1) είτε υποθαλάσσια είτε υπεράνω της σημερινής στάθμης της θάλασσας. Συγκεκριμένα διαπιστώθηκαν στο νότιο τμήμα σε αρκετές θέσεις από την παραλία Βατερών στα δυτικά, έως τον όρμο Τσίλια, ανατολικά, καθώς και στις ανατολικές ακτές στην παραλία Σκάλα Κυδωνιών και Μυστεγνών (Σχ. 6). Όλες οι εμφανίσεις συνδέονται με προαλπικά πετρώματα που περιλαμβάνουν ενστρώσεις μαρμάρων και γενικά ανθρακικών πετρωμάτων, ενώ απουσιάζουν εντελώς από όλες τις υπόλοιπες ακτές της Λέσβου που αποτελούνται από ηφαιστειακά πετρώματα, καθώς και από τους δυο κόλπους Καλλονής και Γέρας.



Σχήμα 1. Beach rocks στην ακτή Άγιος Ισίδωρος.

Τα beach rocks δημιουργούνται στην μεσοπαλιρροϊκή ζώνη, σε φάση σταθεροποίησης της στάθμης της θάλασσας, από εγκατακρήμνιση ανθρακικού ασβεστίου και συγκόλληση των ιζημάτων της ακτής. Η γεωμετρία των beach rocks είναι διαφορετική στους διάφορους κόλπους ακόμη και στους διάφορους πάγκους και αποτυπώνει τις συνθήκες και την θέση της ακτογραμμής κατά την περίοδο σχηματισμού τους. Παρατηρούνται διαφορές τόσο στη σχετική θέση τους ως προς τη σημερινή στάθμη της θάλασσας, όσο και στην κλίση τους. Τα beach rocks αποτελούν διακριτούς πάγκους διαφόρου πάχους υπό μορφή ζωνών μήκους 20m έως αρκετών εκατοντάδων μέτρων και πλάτους από 5m έως και 50m και διαχωρίζονται από αμμώδεις εκτάσεις. Οι ζώνες αυτές αντιστοιχούν σε διαφορετικές γενεές δημιουργίας που σχετίζονται με την στάθμη της θάλασσας κατά την αντίστοιχη χρονική περίοδο. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι κάθε ακτή έχει το δικό της ιδιαίτερο δυναμικό καθεστώς. Αναλυτικότερα παρατηρούνται τα ακόλουθα:

Στους κόλπους Τσίλια, Λιγουνάρι, Τσάφι και Τάρτι τα beach rocks αποτελούν μικρές τοπικές εμφανίσεις, διάσπαρτες. Στο ανατολικότερο σημείο εμφανίζονται στη στάθμη της θάλασσας σε μια ζώνη πλάτους 3m περίπου προς την ξηρά, ενώ προς τα δυτικά βυθίζονται κάτω από την επιφάνεια. Εμφανίσεις beach rocks βρίσκονται σε βάθος έως 3 m. Το πάχος των πάγκων ανέρχεται σε 15-50cm. Δυτικότερα, στην ακτή Αγ. Ισιδώρου-Πλωμαρίου, τα beach rocks είναι πολύ αναπτυγμένα (Σχ 1), καθώς και στα Βατερά, δημιουργώντας συνεχείς ζώνες μήκους πολλών εκατοντάδων μέτρων και μεγάλου πλάτους. Διακρίνονται τρεις ζώνες: Στην πρώτη ζώνη (προς την ακτή) η ανώτερη επιφάνεια των beach rocks βρίσκεται από +0,40m ενώ η βάση τους –0,80m από τη σημερινή στάθμη της θάλασσας. Στη δεύτερη ζώνη η ανώτερη επιφάνεια είναι στο –1 έως –1,8m, στην τρίτη ζώνη στα –2m (συνεχείς πάγκοι) και τέλος στην τέταρτη ζώνη στα –3m.

Η απουσία beach rocks σε ακτές που δομούνται από ηφαιστειακά πετρώματα οφείλεται στην έλλειψη ή στις μικρές ποσότητες ανθρακικού ασβεστίου. Στους κόλπους Γέρας και Καλλονής η απουσία πρέπει να αποδοθεί σε μη ευνοϊκές φυσικοχημικές συνθήκες που επικρατούν εκεί.

Ο βαθμός διαγένεσης καθώς και το μέγεθος των λιθοκλαστών ποικίλλει στους διάφορους πάγκους από μεσόκοκκο ψαμμίτη έως κροκάλες. Οι ορίζοντες που βρίσκονται σε μεγαλύτερο βάθος είναι πολύ καλά συγκολλημένοι ενώ αυτοί που βρίσκονται στη σημερινή στάθμη της θάλασσας και ιδιαίτερα προς την ξηρά έχουν πολύ μικρότερο βαθμό συγκόλλησης. Διαπιστώθηκαν μάλιστα beach rocks με πολύ ατελή συγκόλληση, που δηλώνει νεότατο σχηματισμό.

Κοκκομετρική ανάλυση ήταν αδύνατον να διεξαχθεί στα περισσότερα από τα δείγματα γιατί δεν ήταν δυνατόν να διαχωριστούν και να αποσυγκολληθούν οι κόκκοι τους, χωρίς να καταστραφεί η κοκκομετρία τους. Εξαίρεση αποτέλεσαν 4 δείγματα με το μικρότερο βαθμό συγκόλλησης, οποία κατόπιν επεξεργασίας με H_2O_2 προσδιορίστηκαν οι κοκκομετρικές παράμετροι (Lewis 1984).

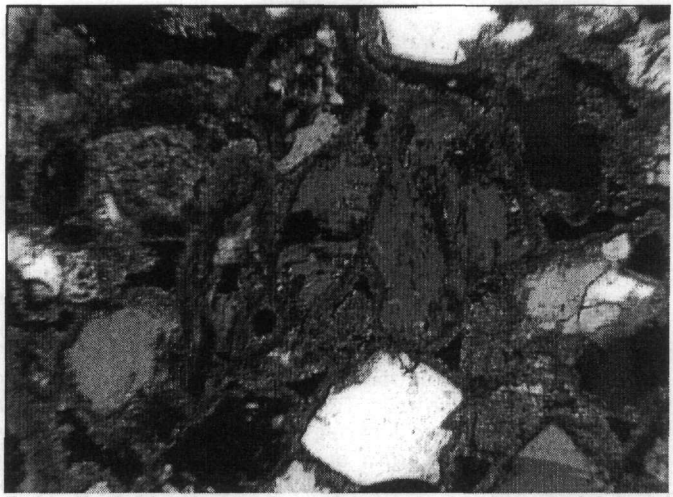
Πίνακας 1. Κοκκομετρικές παράμετροι των beach-rocks.

Θέση	Mz (mm)	σ_1 (διαβάθμιση)	sk (λοξότητα)	kg (κύρτωση)
Πλωμάρι 1	2,02	0,45(καλή)	0,24	0.13
Πλωμάρι 2	2,45	0,24(πολύ καλή). -	0,08	1,11
Αγ. Ισίδωρος	2,93	0,57(μέτρια καλή).	-0,13	0,72
Τσίλια	1,87	0,47(καλή)	0,3	1,44

2.1.2 *Μικροσκοπική ανάλυση beach-rocks*

Από τη μικροσκοπική ανάλυση διαπιστώνονται καλά ταξινομημένοι κόκκοι λιθοκλαστών και σε μικρότερη αναλογία βιοκλαστών.

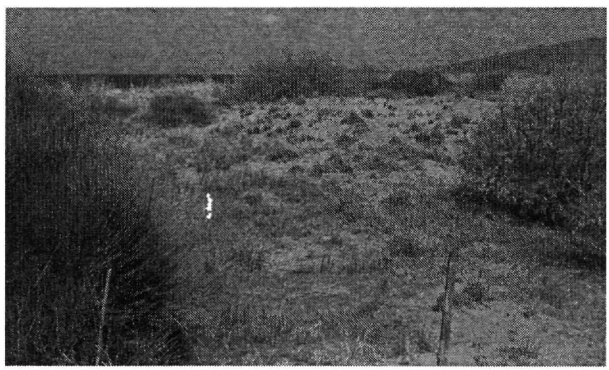
Οι βιοκλάστες αποτελούνται από θραύσματα οστράκων γαστεροπόδων, ελασματοβραχίων και βελόνες εχίνων, καθώς και κελυφών τρηματοφόρων.



Σχήμα 2. Καλά ταξινομημένοι κόκκοι αποτελούμενοι από λιθοκλάστες. Παρατηρείται ανώμαλη επιφλοίωση από ανακρυσταλλωμένους κρυστάλλους ανθρακικού ασβεστίου (x nicols).

Οι λιθοκλάστες συνίστανται σε λιθικά τεμάχια συγκολλημένα με ασβεστιτικά μικριτικά υλικά. Οι λιθοκλάστες που επικρατούν είναι κατά το μάλλον ή ήττον αποστρογγυλωμένα αλλά και υπογωνιώδη θραύσματα, κυρίως χαλαζιακών και χαλαζιαστριακών πετρωμάτων (απλίτες, πηγματίτες), στα οποία παρατηρείται δυναμική ανακρυστάλλωση κυρίως του χαλαζία. Επίσης παρατηρούνται αποστρογγυλωμένα θραύσματα σχιστολίθων και συμμετοχή οξειδίων του σιδήρου.
Παρατηρήθηκαν τα ακόλουθα ορυκτά: χαλαζίας, ασβεστίτης, βιοτίτης, μοσχοβίτης, καλιούχοι άστριοι, αλβίτης, χλωρίτης. Σε παρασκευάσματα από την περιοχή Πλωμαρίου-Άγιου Ισίδωρου διαπιστώθηκε επίσης επίδοτο και μεταλλικά ορυκτά.
Σχεδόν όλοι οι κόκκοι περιβάλλονται από λεπτή ανώμαλη επιφλοίωση από ανακρυσταλλωμένους κρυστάλλους ανθρακικού ασβεστίου. Σε πολλά παρασκευάσματα παρατηρήθηκε τοπική ανακρυστάλλωση του ασβεστιτικού συνδετικού υλικού σε μεγαλύτερους κόκκους, καθώς και περιμετρική κρυστάλλωσή του γύρω από τους κόκκους (Σχ.2). Οι δυναμικά ανακρυσταλλωμένοι κρύσταλλοι διατάσσονται ακτινωτά, κάθετα προς την περιφέρεια κάθε κόκκου (Τάλι). Μια πιο εξελιγμένη μορφή αυτού που περιγράψαμε προηγουμένως αποτελούν τα beach rocks της περιοχής Σκάλας Μυστεγνών, στα οποία έχει αυξηθεί το μέγεθος των κρυστάλλων του ασβεστίτη και ταυτόχρονα έχει μειωθεί ο αριθμός τους, πράγμα που δείχνει σταθερή θερμοδυναμική κατάσταση, αφού μειώνεται η ελεύθερη ενέργεια της επιφάνειας των κόκκων. Δεν παρατηρήθηκε προσανατολισμός των κόκκων. Ο βαθμός ωριμότητας, όπως εξάγεται από το βαθμό στρογγυλοποίησης των κόκκων, καθώς και το μέγεθος των θραυσμάτων, ποικίλλει στις διάφορες θέσεις. (Λιγουνάρι, Τσάφι). Η ορυκτολογική σύσταση του συνδετικού υλικού συνίσταται σε ασβεστίτη, μαγνησιούχο ασβεστίτη και αραγονίτη. Παρατηρούνται διάφοροι τύποι φάσεων caliche (calcrete) που αντιπροσωπεύουν διαδοχικά στάδια ωριμότητας. (Pomoni-Papaioannou et al. 1989).
Παρατηρήθηκαν οι ακόλουθοι τύποι φάσεων caliche:

a. Pisolitic caliche: αποτελούνται από διαδοχικές επιφλοιώσεις γύρω από τους λιθοκλάστες ή βιοκλάστες, ελλειψοειδή πισοειδή (grainstone).
b. Massive caliche: διάσπαρτο μικριτικό υλικό με διάσπαρτους κρυστάλλους ασβεστίτη (floating texture).



Σχήμα 3. Παράκτιες θίνες σταθεροποιημένες από την ανάπτυξη φυτών.

2.2 Θίνες

Θίνες παρατηρούνται στις ακτές της Λέσβου σε περιορισμένη έκταση. Η κύρια ανάπτυξη θινών απαντάται στο βόρειο, δυτικό και νοτιοδυτικό τμήμα του νησιού στις ακόλουθες περιοχές:
Στο βόρειο τμήμα, στις περιοχές Λαγκάδα (περιοχή Μανταμάδου), Κάμπος και Γαβαθάς, στο δυτικό τμήμα στην παραλία Φανερωμένης (Β. από το Σίγρι), και στην Ερεσό και στο νότιο τμήμα στην παραλία Χρούσος (Σχ. 6).

Οι θίνες απαντώνται υπό μορφή παράκτιων σωρών άμμου με διαφορετικά χαρακτηριστικά και ανάπτυξη και καταλαμβάνουν μια ζώνη διαφορετικού πλάτους στην κάθε ακτή. Η μεγαλύτερη ανάπτυξη θινών παρατηρείται σε όλο το ανάπτυγμα του όρμου Κάμπος. Οι θίνες φθάνουν τα 5m ύψος και αναπτύσσονται σε μια ζώνη 500-1000m από την ακτή (Σχ. 3). Αποτελούνται από χονδρόκοκκη άμμο (μέσο μέγεθος 0,6mm) καλά διαβαθμισμένη (σ=.0,45 w.s.). Στις άλλες θέσεις που αναφέραμε οι θίνες έχουν μικρότερο ύψος, 1,5-2m και εκτείνονται σε πλάτος 500m περίπου από την ακτή. Το μέσο μέγεθος της άμμου κυμαίνεται από 0,3-1,3mm.

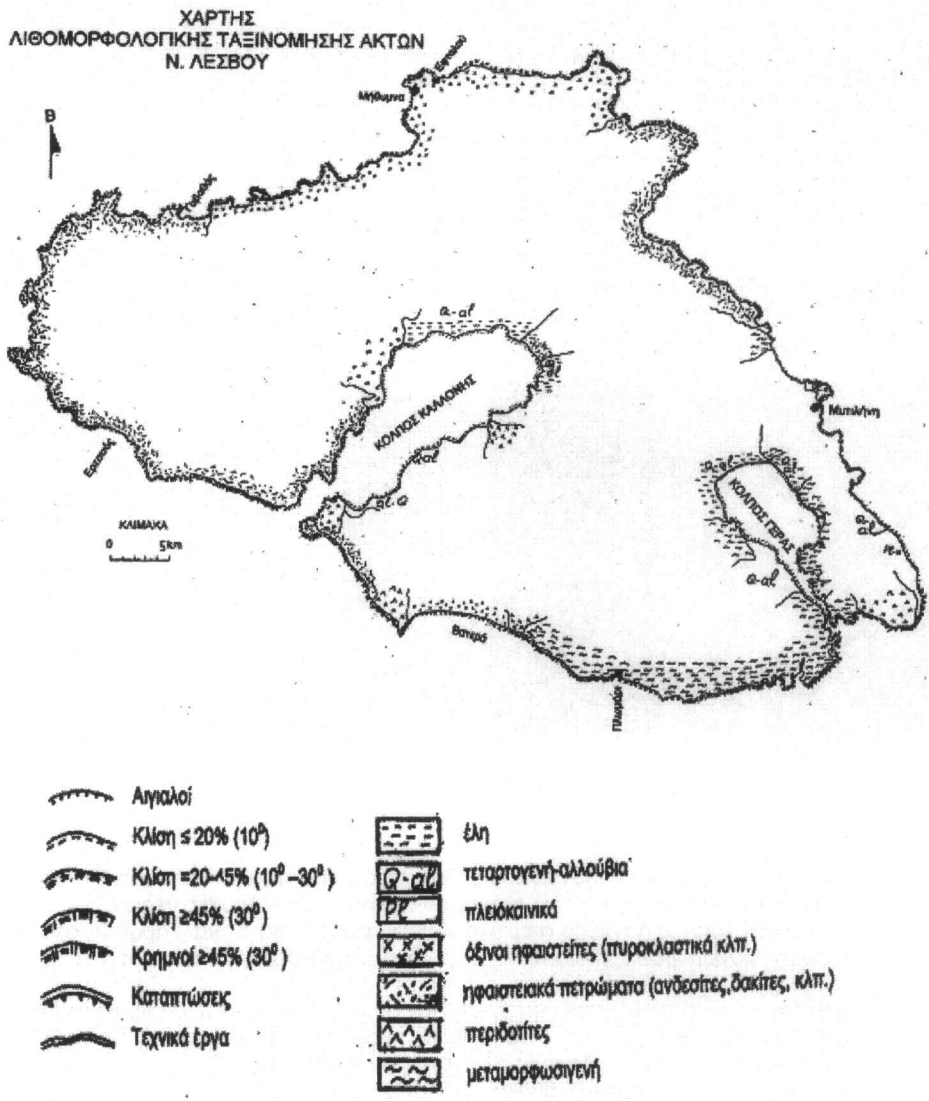
Για την ανάπτυξη θινών πρέπει να πληρούνται ορισμένες προϋπόθεσης. Αυτές είναι:

α) η ύπαρξη για μεγάλο διάστημα του έτους ανέμων που πνέουν από την ακτή προς την ξηρά.

β) η ύπαρξη ασύνδετων ιζημάτων στην παράκτια ζώνη και

γ) τέλος η ύπαρξη κατάλληλου χώρου για την απόθεση, όπως μια εκτεταμένη ομαλή περιοχή.

Οι πιο πάνω όρμοι συγκεντρώνουν της ευνοϊκότερες προϋποθέσεις για τον σχηματισμό παράκτιων θινών. Σε όλες τις θέσεις που διαπιστώθηκε η ανάπτυξη θινών υπάρχει εκτεταμένη επίπεδη παράκτια περιοχή, όπου μπορούν να αναπτυχθούν οι θίνες. Μεγάλο τμήμα του νησιού δομείται από ηφαιστειακά πετρώματα που είναι ευκολοδιάβρωτα και επί πλέον υπάρχει ένα αναπτυγμένο υδρογραφικό δίκτυο που μεταφέρει ιζήματα στην ακτή. Όπως προκύπτει από τα μετεωρολογικά στοιχεία στο μεγαλύτερο διάστημα του έτους, από το Μάρτιο έως τον Οκτώβριο, επικρατούν άνεμοι του βόρειου τομέα (Β έως ΒΔ), ενώ τους υπόλοιπους νότιοι άνεμοι. Όλες αυτές οι ευνοϊκές προϋπόθεσης πληρούνται στις ακτές που προαναφέραμε. Πρέπει να παρατηρήσουμε ότι οι ακτές Κάμπος και Γαβαθάς (Σχ. 4, 6) βρίσκονται σε αβαθείς κόλπους με εκτεταμένους



Σχήμα 4. Στο χάρτη δίνεται η λιθομορφολογική ταξινόμηση των ακτών της Λέσβου.

αμμώδεις πυθμένες. Αυτό σε συνδυασμό με την πνοή των βόρειων ανέμων κατά τους καλοκαιρινούς μήνες, που εξαιτίας των υψηλών θερμοκρασιών και της ξηρασίας είναι ιδιαίτερα δραστικοί και μεταφέρουν ευκολότερα μεγάλες ποσότητες άμμου, ευνοούν τη μεγάλη ανάπτυξη των θινών.

4 ΛΙΘΟΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΗ ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΤΩΝ ΑΚΤΩΝ

Οι ακτές της Λέσβου κατά το μεγαλύτερο ποσοστό (51,2%) δομούνται από ηφαιστειακά πετρώματα, που καταλαμβάνουν σχεδόν καθ' ολοκληρία το βορειοανατολικό, το βόρειο, το δυτικό και μεγάλο τμήμα των νοτίου τμήματος το νησιού. Ακολουθούν σε έκταση (31,7%) οι ακτές που δομούνται από μεταμορφωσιγενή πετρώματα σχιστόλιθους, φυλλίτες, και μάρμαρα που συναντώνται στο ανατολικό και νότιο τμήμα. Πολύ περιορισμένη έκταση (15,7%) καταλαμβάνουν οι νεογενείς και αλλουβιακές αποθέσεις, που καταλαμβάνουν τις ακτές των κόλπων Γέρας και Καλλονής, καθώς και άλλους μικρούς κόλπους και τέλος ακτές με περιδοτίτες και σερπεντινίτες (1,4%). Εξ αιτίας της σπουδαιότητας της λιθολογικής σύστασης στη διαμόρφωση των ακτών θα κάνουμε πιο κάτω λιθομορφολογική ταξινόμηση αυτών. (Σχ. 4).

Α Οι ακτές που σχηματίστηκαν σε νεογενείς και τετερτογενείς αποθέσεις είναι γενικά ομαλές με εγκολπώσεις όπου αναπτύσσονται αιγιαλοί. Εξ αιτίας της πολύ μικρής κλίσης των παράκτιων περιοχών και της μεγάλης στερεοπαροχής από ρεύματα που εκβάλλουν ιδιαίτερα στους κόλπους Γέρας και Καλλονής, καθώς και των πολύ ασθενών θαλάσσιων ρευμάτων και κυμάτων στους κόλπους αυτούς, δημιουργούνται λαγκούνες και έλη μόνιμα ή εποχικά, που αποτελούν πολύ σημαντικούς υδροβιότοπους. Στις ελώδεις εκτάσεις αναπτύσσονται πολύριζα φυτά, που διασχίζονται από διάσπαρτες κοίτες (Σχ. 8). Οι αιγιαλοί καλύπτονται από χαλαρή άμμο, ή χαλίκια διαφόρων μεγεθών.

Β Οι ακτές που βυθίζονται στη θάλασσα με κλίσεις που ποικίλουν από λίγες μοίρες έως και 40^0-60^0 χωρίς κρημνούς (Σχ.5). Η κλίση τους παραμένει η ίδια πάνω και κάτω από τη στάθμη της θάλασσας. Οι ακτές αυτές, κατά κύριο λόγο, δομούνται από ηφαιστειακά πετρώματα. Οι ακτές αυτές δεν αποτελούν ενεργά υποχωρούσες ακτές.



Σχήμα 5. Ακτή που βυθίζεται με μεγάλη κλίση στη θάλασσα χωρίς κρημνούς με μικρούς αιγιαλούς.

Γ Μια άλλη κατηγορία ακτών αποτελούν οι κρημνοί. Οι κρημνοί είναι από ύψους λίγων μέτρων (2-3 m) έως κρημνοί μεγάλου ύψους (falaise) εξ αιτίας της θαλάσσιας διάβρωσης ή καταπτώσεων. Αποτελούν ενεργά υποχωρούσες ακτές. Σε όλο το μήκος τους παρατηρείται έντονη διάβρωση, ενώ στη θάλασσα συχνά απομένουν κομμάτια του υποχωρούντος πετρώματος. Σε πολλές θέσεις μπροστά από τους κρημνούς δημιουργούνται πολύ στενοί αιγιαλοί, που τους περιβάλλουν με μορφή ταινιών και καλύπτονται από άμμο ή χαλίκια. Οι πιο απόκρημνες ακτές δημιουργούνται σε όξινα ηφαιστειακά (πυροκλαστικά, ρυόλιθους) και λιγότερο στους άλλους τύπους ηφαιστειακών πετρωμάτων. Σε έντονα κατακερματισμένα χαλαρά πετρώματα είναι συνήθεις

οι καταπτώσεις. Στους σχηματισμούς, που παρουσιάζουν έντονη τεκτονική καταπόνηση, διευκολύνεται η δράση των παραγόντων διάβρωσης και αποσάθρωσης, με αποτέλεσμα να δημιουργείται ορίζοντας αποσαθρωμάτων μεγάλου πάχους. Ο ορίζοντας αυτός και το υποκείμενο έντονα κατακερματισμένο πέτρωμα μεγάλου πάχους, δημιουργούν συνθήκες οριακής ισορροπίας, με αποτέλεσμα την εκδήλωση καταπτώσεων.

Τόσο στις ακτές με ομαλές κλιτύες, όσο και στις ακτές με κρημνούς, κατά θέσεις δημιουργούνται περιορισμένοι αιγιαλοί (pocket beaches).

5 ΓΕΝΕΤΙΚΗ ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΤΩΝ ΑΚΤΩΝ

Οι ακτές της Λέσβου ταξινομήθηκαν γενετικά σύμφωνα με το σύστημα κατάταξης Shepard (1963), σε πρωτογενείς και δευτερογενείς ακτές. Οι πρωτογενείς οφείλουν τη μορφή τους και τα χαρακτηριστικά τους σε χερσαίους παράγοντες διάβρωσης-απόθεσης. Οι δευτερογενείς ακτές προέρχονται από τη δράση θαλάσσιων παραγόντων (διάβρωση από κύματα ή θαλάσσια απόθεση). Διακρίθηκαν οι ακόλουθες κατηγορίες (Σχ.6).

I) Πρωτογενείς ακτές.

1) Ακτές αλλουβιακών πεδιάδων και ριπιδίων. Πρόκειται για σχετικά ευθύγραμμες ακτές που διαρρέονται από πολλά ρεύματα που προέρχονται από τα κοντινά βουνά. Αναπτύσσονται κυρίως στους κλειστούς κόλπους Καλλονής και Γέρας, όπως επίσης στις παραθαλάσσιες πεδιάδες στην περιοχή Σίγρι και νότια της πόλης της Μυτιλήνης. Στον κόλπο Καλλονής, όπου απαντώνται οι



Σχήμα 6. Χάρτης γενετικής ταξινόμησης των ακτών της Λέσβου

μεγαλύτερες σε έκταση ακτές αυτού του τύπου, το 25% περίπου τις επιφάνειας του νησιού αποστραγγίζεται με δώδεκα χειμάρρους (Alexouli-Livaditi et al. 2003). Σε πολλά σημεία των εκβολών σχηματίζονται εποχικά και μόνιμα έλη, τα οποία έχουν έκταση 8-10 km^2. Από την ύπαρξη του παράκτιου αρχαϊκού οικισμού, στη θέση Σκαμνούδι, ο οποίος βρίσκεται κατά ένα τμήμα του κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας, προκύπτει ότι οι αλλουβιακές πεδιάδες έχουν επικλυσθεί από τη σταδιακή ολοκαινική άνοδο της στάθμης της θάλασσας. Στο ίδιο συμπέρασμα οδηγούν και μερικώς βυθισμένοι μώλοι της αρχαίας Πύρρας (περιοχή Αχλαδερή) στο ΒΑ τμήμα του κόλπου.

2) Ακτές με αιολικές αποθέσεις. Πρόκειται για σύγχρονες θίνες με βλάστηση, οι οποίες έχουν σταθεροποιηθεί. Η έκτασή τους πρέπει να ήταν αρχικά πολύ μεγαλύτερη, αλλά έχουν καταστραφεί από ανθρωπογενείς δραστηριότητες και καλλιεργούνται.

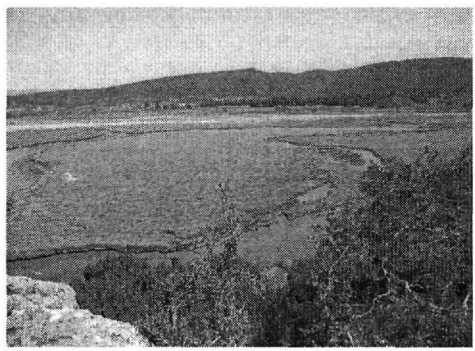
3) Ακτές λόγω κατολισθήσεων. Παρατηρούνται στο ΒΑ τμήμα του νησιού, στην παραλία Σκάλας Συκαμινιάς.

4) Ηφαιστειακές ακτές. Παρ' όλη τη μεγάλη εξάπλωση των ηφαιστειακών πετρωμάτων, ο τύπος αυτός των ακτών, όπως φαίνεται από τον χάρτη γενετικής ταξινόμησης, δεν απαντώνται σε έκταση ανάλογη της έκτασης που καταλαμβάνουν τα ηφαιστειακά πετρώματα. Ο λόγος είναι ότι οι ηφαιστειακές πρωτογενείς ακτές διαβρώνονται εύκολα από θαλάσσιους παράγοντες, ιδιαίτερα αυτές που αποτελούνται από ηφαιστειακούς τόφους και μεταπίπτουν σε δευτερογενείς με κρημνούς

α) Τεκτονικής πρεέλευσης ακτές. Παρά το γεγονός ότι στη Λέσβο υπάρχουν πολλά ρήγματα, οι ρηξιγενείς ακτές είναι λίγες, είτε γιατί τα περισσότερα ρήγματα είναι κάθετα προς τις ακτές είτε γιατί οι τεκτονικοί κρημνοί σε ηφαιστειακά πετρώματα μεταπίπτουν γρήγορα σε διαβρωσιγενείς κρημνούς από τη δράση των κυμάτων (δευτερογενείς ακτές).



Σχήμα 7. Αλλουβιακή πεδιάδα.



Σχήμα 8. Έλη με πολύριζα φυτά που διασχίζονται από διάσπαρτες κοίτες

II) Οι δευτερογενείς ακτές.

1) Ακτές που δημιουργήθηκαν από τη διάβρωση των κυμάτων. Διακρίνουμε

α) Κρημνοί ευθυγραμμισμένοι από τα κύματα. Σχηματίζονται σε πιο ομογενή πετρώματα που γειτονεύουν με πυθμένες με μικρή κλίση, σε αντίθεση με τους ρηξιγενείς κρημνούς.

β) Ανώμαλοι κρημνοί (μη ευθυγραμμισμένοι). Έχουν ανώμαλη μορφή με μικρές εγκολπώσεις.

Και οι δύο αυτοί τύπο: κρημνών έχουν μεγάλη εξάπλωση και προσδίδουν το χαρακτηριστικό γνώρισμα, ιδιαίτερα των ακτών από ηφαιστειακά πετρώματα, στη Λέσβο. Ο ρυθμός διάβρωσης και υποχώρησης είναι μεγάλος.

2) Αιγιαλοί. Αρκετά διαδεδομένος τύπος ακτών από χαλαρά υλικά. Βρίσκεται παντού σε μικρούς και μεγάλους όρμους, μπροστά από κρημνούς, αλλουβιακές πεδιάδες (Σχ. 7), κλπ. Η έκταση είναι μεγαλύτερη από την εμφανιζόμενη στο χάρτη γιατί δεν είναι δυνατόν να σημειωθούν λόγω κλίμακας.

3) Έλη-λαγκούνες. Απαντώνται κυρίως στους κόλπους Καλλονής και Γέρας, καθώς και στις εκβολές των μεγαλύτερων ρεμάτων (Σχ.8).

4) Τεχνητά διαμορφωμένες ακτές. Αποτελούν μικρό ποσοστό του συνολικού αναπτύγματος των ακτών και περιορίζονται στην κατασκευή λιμενικών έργων. Η κατασκευή παράκτιων δρόμων, και διαμορφώσεις πλαζ μπορούν να θεωρηθούν περισσότερο ως έμμεση παρέμβαση στις ακτές γιατί διαταράσσουν τη δίαιτά τους.

6 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η μορφολογία των ακτών της νήσου Λέσβου καθορίζεται από τη λιθολογία και κυρίως από την *τρωτότητα των ηφαιστειακών πετρωμάτων*. Η *μεγάλη τρωτότητα των ηφαιστειακών, κυρίως των* πυροκλαστικών και των τόφων, ευνοεί τη μεταφορά και την απόθεση ιζημάτων, αλλά και διευκολύνει τη διάβρωση από τα κύματα.

Με τις διαδικασίες αυτές μπορεί να εξηγηθεί η δημιουργία των κρημνών, που απαντώνται συχνά στις ακτές αλλά και η μεγάλη ταχύτητα υποχώρησης και το μορφολογικό προφίλ των ενεργών κρημνών, που είναι σχεδόν κατακόρυφοι αλλά καθώς και οι ζώνες αποθέσεις υλικών στις ακτές που δημιουργούν εκτεταμένες παραλίες με αιγιαλούς.

Για τους ίδιους λόγους στους δύο μεγάλους κόλπους, Καλλονής και Γέρας, λόγω του μικρού ύψους των κυμάτων και της μικρής ταχύτητας των ρευμάτων υπερτερεί το καθεστώς απόθεσης και δημιουργούνται αλλουβιακές πεδιάδες και παράκτια έλη, μεγάλης σημασίας για τα οικοσυστήματα.

Από τη μορφολογική ταξινόμηση των ακτών της Λέσβου, διακρίθηκαν τρεις τύποι ακτών:

Α. Ακτές που σχηματίζονται σε νεογενείς και τεταρτογενείς αποθέσεις χαρακτηρίζονται ως ομαλές με εγκολπώσει,ς αιγιαλούς, έλη και λαγκούνες και αποτελούν το 15,7% των ακτών του νησιού.

Β. Ακτές των οποίων οι παράκτιες περιοχές βυθίζονται στη θάλασσα με ποικίλες κλίσεις, από λίγες μοίρες έως 40^0-60^0 και η μορφολογία τους δεν έχει επηρεαστεί από τη θαλάσσια διάβρωση. Οι ακτές αυτές δομούνται κυρίως από ηφαιστειακά πετρώματα.

Γ. Κρημνοί μικρού ή μεγάλου ύψους, οι οποίοι έχουν προκύψει από έντονη θαλάσσια διάβρωση και αποτελούνται κυρίως από ηφαιστειακά πετρώματα (πυροκλαστικά, ρυόλιθοι).

Από τη γενετική ταξινόμηση των ακτών προέκυψε ότι το μεγαλύτερο τμήμα των ακτών ανήκει στην κατηγορία των δευτερογενών ακτών, δηλαδή έχουν διαμορφωθεί από θαλάσσιες διεργασίες απόθεσης ή διάβρωσης. Οι πλέον χαρακτηριστικές μορφές της κατηγορίας αυτής είναι οι αιγιαλοί και οι κρημνοί.

Η μελέτη των beach rocks δείχνει μια ασυνεχή άνοδο της στάθμης της θάλασσας κατά 3 και πλέον μέτρα. Η χρονολόγηση των πάγκων των beach rocks δεν κατέστη εφικτή, αλλά από παρατηρήσεις των προϊστορικών αρχαιολογικών οικισμών στον κόλπο Καλλονής και παραλίας Θερμής (ηλικίας πρώιμης χαλκοκρατίας (Κόντης, 1977) οι οποίοι έχουν επικλυσθεί κατά το ήμισυ από την άνοδο της στάθμης της θάλασσας, προκύπτει ότι η άνοδος της στάθμης της θάλασσας κατά 3m έγινε τα τελευταία 4 έως 4,5 χιλιάδες χρόνια.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Alexouli-Livaditi, A., Lykoudi E. 2003 Quantitative geomorphology study of Lesvos island drainage network (Greece). (υπό δημοσίευση Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.).

Hecht, J., 1972. Φύλλο Πλωμάρι .*Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήνα.*

Hecht, J., 1973, Φύλλο Αγία Παρασκευή. .*Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήνα.*

Hecht, J., 1974. Φύλλο Μήθυμνα. *Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήνα.*

Hecht, J., 1974. Φύλλο Πολυχνίτος. *Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήνα.*

Καράς, Γ,. 1973 Κλιματική Ταξινόμησις της Ελλάδος κατά Thornthwait. *Διδακτορική Διατριβή. Ε.Κ.Π.Α., Αθήνα.*

Κατσικάτσος, Γ.-Ματαράγκας,Δ.-Μιγκίρος,Γ.-Τριανταφύλλης,Μ., 1993 Γεωλογική μελέτη στη νήσο Λέσβο. *Ι.Γ.Μ.Ε.,Αθήνα.*

Κόντης, Ι., 1977. Λέσβος και η Μικρασιατική της περιοχή. *Αρχαίες Ελληνικές πόλεις. Αθην. Τεχν. Ομιλος*

Lewis, D. W., 1984. Practical Sedimentology. *Stroudsburg.*

Παπάκης, Ν.,1966. Γεωλογική και γεωχημική μελέτη μεταλλικών πηγών Θερμής Μυτιλήνης. *Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήνα.*

Pomoni-Papaioannou, F.& Galeos,A. 1989. Caliche crusts in islands of Southern and Eastern Aegean and Southern Ionian Sea. *Bull. Geol. Soc. Greece, Vl. XXIII/1, 145-169.*

Shepard, F. P., 1963. *Submarine Geology. New York. (2nd ed).*

ABSTRACT

MORPHOLOGY OF LESVOS' ISLAND COASTS

Livaditis G.[1], Alexouli-Livaditi A.[2]

[1] *Department of Geography-Klimatology, University of Athens, Panepistimioupoli 157 84, Athens, livaditis@geo.uoa.gr*

[2] *Department of Gelogical sience,National Technical University of Athens, Heroon Polytechniou, Str. 9, 157 27, Athens alexouli@central.ntua.gr*

The morphology of the coasts of the island of Lesvos is controlled mainly by the erosivity of the volcanic rocks that form >51.2% of the coasts of the island. Thus, the NE, N, W and the biggest part of the S coasts consist exclusively of volcanic rocks, with the E coast and the remaining part of the S coast to be formed by metamorphic rocks i.e. schists, phyllites and matbles, being the 31.7% of the coast. Neogene and alluvial formations occupy the coast of the Geras and Kalloni Gulfs and secondarily some other bays representing an area of 15.7%, with the remaining 1.4% of the coast to be consisted of peridotites and serpentinites.

The coasts formed by Neogene and Quaternary deposits are rather gentle incorporating small bays where beaches have been formed. Furthermore, in the case of Geras and Kalloni Gulfs lagoons and swamps (permanent and/or seasonal) have been formed due to the low gradients of the coastal zone, the increased sediment fluxes from torrents and the low-energy wave and current regime; these wetlands are of great ecological importance. Beach zone consists of sand and pebbles of varying size, whilst the backshore zone is covered by grass and is traversed by scattered creeps.

Beach rocks have been identified below or under the sea level, which are present in coasts of carbonate rocks but they are absent from those of volcanic rocks. The study of beach rocks showed a discontinuous uplifting of the sea level which reaches up to 3m during the last 4000-4500 years.
Sloping coasts of various angles (from a few degrees up to 40-60 degrees) with a rather smooth relief deep into the sea; their slope remains the same above and under the sea level. Lithologically, these coasts consist mainly of volcanic rocks. This type of coast does not belong to the category of actively retreating coasts.

Cliffs constitute another category of coasts. They vary from cliffs of few meters height (2 - 3 m) to cliffs of bigger size (falaise), being the product of marine erosion. These coasts belong to the category of actively retreating coasts. Along their coastline intensive erosion is observed; whilst in some places blocks of the retreating rocky coast remain offshore. In other places narrow shores, consisting of sand and pebbles, are formed on the foot of the cliff. The most steep coasts are formed primarily in acid volcanic rocks (pyroclastic, ryolitic) and secondarily in other type of volcanic rocks.

In the case of intensively broken cracked loose rocky formations, rockfalls are also occurred frequently. In the case of formations that undergone intensive tectonic activity, weathering and eronional processes are amplified resulting to the formation of a thick weathered horizon, which with the underlain broken rock-strata often comes into a fragile equilibrium that results to rockfalls. Finally, along both the gently sloping coasts and the cliffed coasts are formed pocket beaches.

The coasts of Lesvos are characterized genetically according to the classification system of Shepard (1963), in primary and secondary coasts.

I) Primary coasts.
- 1) Alluvial plain coasts
- 2) Wind deposition coasts.
- 3) a) Dunes. Sand flats form in front of dunes.
- 4) Landslides coasts.
- 5) Volcanic coasts.
- 6) Fault coasts.

II) Secondary coasts shaped mainly by marine agencies of erosion or deposition.
- 1) Coasts that were created by the erosion of waves. We distinguish:
- a) Wave straitened cliffs. They are distinguished from the fault coasts because they bordered by gently inclined sea floor.
- 2) Made irregular by wave erosion.
- 3 Beaches. Enough widespread type of coasts covered by sand, gravel etc.
- 4 Salt Marshes and marsh grass coasts.
- 5 Swamps and Lagoons.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

ΑΠΕΙΚΟΝΙΣΗ ΜΕ Γ.Σ.Π. ΤΟΥ ΦΑΡΑΓΓΙΟΥ ΤΗΣ ΑΓΙΑΣ ΕΙΡΗΝΗΣ, ΣΤΙΣ ΝΟΤΙΕΣ ΠΑΡΥΦΕΣ ΤΩΝ ΛΕΥΚΩΝ ΟΡΕΩΝ, ΝΔ ΚΡΗΤΗ

Κ. Μπιζούρα[1], Ε. Μανούτσογλου[1], και Ε. Σπυρίδωνος[2]

[1]*Τομέας Μεταλλευτικής Τεχνολογίας – Γενική Γεωλογία, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Πολυτεχνείο Κρήτης, emanout@diamond.mred.tuc.gr*

[2]*Τομέας Δυναμικής-Τεκτονικής-Εφαρμοσμένης Γεωλογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Αθηνών,* vangelis@zedat.fu-berlin.de

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η αειφόρος διαχείριση προστατευόμενων περιοχών απαιτεί βαθιά γνώση του διαχειριζόμενου συστήματος. Πολύπλοκα φυσικά συστήματα απαιτούν για την διαχείριση τους πληροφορικά συστήματα που να επιτρέπουν την ένταξη όλων των διαθέσιμων πληροφοριών για το μελετώμενο φυσικό σύστημα καθώς και των στοιχείων νέων ερευνών. Μεταξύ των φυσικών συστημάτων τα φαράγγια αποτελούν πρώτιστα γεωλογικές μορφοδομές. Για το σκοπό αυτόν κατασκευάστηκε ένα ψηφιακό πληροφορικό σύστημα για το φαράγγι της Αγίας Ειρήνης. Σκοπός της παρούσας εργασίας είναι η κατασκευή του τρισδιάστατου μορφοτεκτονικού ψηφιακού μοντέλου του φαραγγιού της Αγίας Ειρήνης, που διασχίζει τις νότιες παρυφές των Λευκών Ορέων στην Νοτιοδυτική Κρήτη. Η εργασία διαχωρίζεται σε δύο μέρη, μέρος στην δημιουργία των κατάλληλων υποβάθρων που απαιτούνται για τη δημιουργία ενός τρισδιάστατου μοντέλου και αφ' ετέρου την τοποθέτηση της χωρικής πληροφορίας στο μοντέλο. Για την δημιουργία του ψηφιακού μοντέλου επιφάνειας (DTM) της περιοχής που εκτείνεται το φαράγγι, ψηφιοποιήθηκαν χάρτες της Γεωγραφικής Υπηρεσίας Στρατού (ΓΥΣ) κλίμακας 1:5.000 με το λογισμικό πακέτο CAD Overlay 2000i. Τα στοιχεία που προέκυψαν μεταβιβάσθηκαν στο λογισμικό πακέτο SURPAC 2000, με το οποίο συμπληρώθηκε με ορθοφωτοχάρτες της περιοχής, με τη μέθοδο της υπέρθεσης. Οι πρώτες πληροφορίες αντλήθηκαν από τον υπάρχοντα γεωλογικό χάρτη της περιοχής και συμπληρώθηκαν από στοιχεία εργασιών υπαίθρου.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Τα φαράγγια όχι μόνο της Κρήτης αλλά ανά την υφήλιο είναι μορφολογικοί σχηματισμοί με φυσικό πλούτο ιδιαίτερης ομορφιάς και άρρηκτα συνδεδεμένα όχι μόνο με την ιστορική και πολιτισμική διαδρομή χιλιετιών των τόπων αλλά και με το παρόν, με τις οικονομικές και κοινωνικές πραγματικότητες των εγγύς ευρισκομένων περιοχών τους, μιας και συνδέονται άμεσα και στενά με τη ζωή των κατοίκων της υπαίθρου με τα ήθη και τα έθιμα, τις παραδόσεις και την επιβίωση τους. Τα φαράγγια αποτελούν πρώτιστα γεωλογικές μορφοδομές, που σχετίζονται με πολύπλοκες και μακροχρόνιες διεργασίες όπως η δολομιτίωση και αποδολομιτίωση ανθρακικών πετρωμάτων, η αποσάθρωση, η διάβρωση, η μεταμόρφωση και οι τεκτονικές καταπονήσεις, που η συνδυασμένη και συνεχής δράση τους διαμορφώνουν το ανάγλυφο της επιφάνειας της Γης. Οι γεωμορφολογικές αυτές δομές επηρέασαν ανά τους αιώνες ποικιλοτρόπως το "είναι" των ευρύτερων περιοχών και τα τελευταία χρόνια, μεταξύ των άλλων και την εξέλιξη του τουριστικού "γίγνεσθαι", αφού μετεξελίσσονται σε νέο τουριστικό προϊόν, αποτελώντας πηγές οικονομικών πόρων για συγκεκριμένες περιοχές (Μανούτσογλου 2001). Για την μελέτη, την αξιοποίηση, την προβολή και την διαχείριση των δομών αυτών και στον ελληνικό χώρο εμπλέκονται για δεκαετίες σωρεία επιστημόνων, διαφόρων κλάδων, με την επιστημονική κατάρτιση και την απαραίτητη επιστημονικά εξειδικευμένη γνώση, για την επίτευξη ικανοποιητικών οικονομικών συντελεστών στο ευρύτερο πεδίο της διαχείρισης.

Το σύνολο των γεωδομών που σχετίζονται με διεργασίες που καθορίζουν την εξέλιξη του στερεού φλοιού της Γης και οι οποίες με διαχειριστικά σχέδια αποβαίνουν σε πηγές πόρων κοινωνικών συνόλων, ανεπιφύλακτα χαρακτηρίζονται ΟΡΥΚΤΟΙ ΠΟΡΟΙ. Στις περισσότερες μεσογειακές ευρωπαϊκές χώρες η αξιοποίηση του γεωλογικού αυτού υποβάθρου χρονολογεί δεκαετίες ενώ στον ελ-

ληνικό χώρο, που διακρίνεται παγκοσμίως για το πλήθος, την ποικιλομορφία και την ομορφιά τέτοιων δομών, μόλις και έχουν αρχίσει να γίνονται τα πρώτα βήματα αξιοποίησης, με απρόσμενα ευχάριστες συνέπειες (Manutsoglu 2001). Στα πλαίσια της ολόπλευρης ανάδειξης και προβολής του εθνικού αυτού φυσικού πλούτου, στόχος της παρούσας εργασίας είναι η κατασκευή του τρισδιάστατου μορφοτεκτονικού ψηφιακού μοντέλου επιφάνειας του φαραγγιού της Αγίας Ειρήνης, που διασχίζει τις νότιες παρυφές των Λευκών Ορέων στην Νοτιοδυτική Κρήτη (Σχ. 1). Το φαράγγι της Αγίας Ειρήνης, μετά από την προ ενός έτους έγκριση της μελέτης επέκτασης του Εθνικού Δρυμού Λευκών Ορέων, αποτελεί πλέον τμήμα του. Για το φαράγγι της Αγ. Ειρήνης έχει ήδη συνταχθεί η Ειδική Περιβαλλοντική Μελέτη, και μετά τη σύνταξη της αντίστοιχης μελέτης για το φαράγγι της Σαμαριάς θα ξεκινήσει και η λειτουργία του Διαχειριστικού Φορέα του Εθνικού Δρυμού Λευκών Ορέων ο οποίος έχει μόλις συγκροτηθεί.

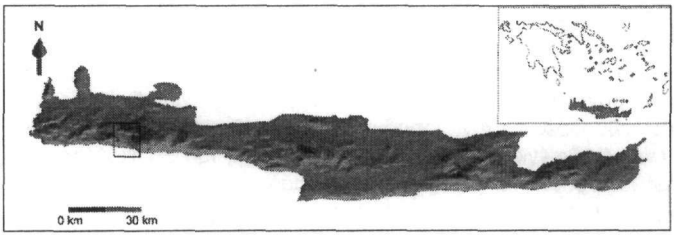
Η εργασία διαχωρίζεται σε δύο μέρη, αφενός στην δημιουργία των κατάλληλων υποβάθρων που απαιτούνται για τη δημιουργία ενός τρισδιάστατου μοντέλου και αφ' ετέρου την τοποθέτηση της χωρικής πληροφορίας στο μοντέλο. Για την δημιουργία του ψηφιακού μοντέλου επιφάνειας (DTM) της περιοχής που εκτείνεται το φαράγγι, ψηφιοποιήθηκαν χάρτες της Γεωγραφικής Υπηρεσίας Στρατού (ΓΥΣ) κλίμακας 1:5.000 με το λογισμικό πακέτο CAD Overlay 2000i. Τα στοιχεία που προέκυψαν μεταβιβάσθηκαν στο λογισμικό πακέτο SURPAC 2000, με το οποίο ολοκληρώθηκε το τρισδιάστατο μοντέλο. Το μοντέλο αυτό συμπληρώθηκε από ορθοφωτοχάρτες της περιοχής, με τη δοκιμασμένη μέθοδο της υπέρθεσης (Αρχοντάκης et al.υπό εκτύπωση). Οι πρώτες πληροφορίες αντλήθηκαν από τον υπάρχοντα γεωλογικό χάρτη της περιοχής(Τάταρης & Χριστιδούλου 1969) και συμπληρώθηκαν με στοιχεία εργασιών υπαίθρου.

2 ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Βασική προϋπόθεση για την δημιουργία ενός τρισδιάστατου μορφοτεκτονικού μοντέλου είναι η ύπαρξη ενός ψηφιακού μοντέλου εδάφους/επιφένειας (Digital Terrain Model, DTM) πάνω στο οποίο θα συμπληρωθεί όλη η επιπρόσθετη χωρική πληροφορία (Houlding 1994). Πρόκειται για την μαθηματική επιφάνεια που αναπαριστά το γήινο ανάγλυφο της περιοχής και αποτελείται στην πραγματικότητα από ένα σύνολο σημείων κατάλληλα κατανεμημένων στο χώρο, για τα οποία πρέπει να είναι γνωστά οι συντεταγμένες τους σε κάποιο προβολικό σύστημα καθώς και το υψόμετρο τους από τη μέση στάθμη της θάλασσας. Από το σύνολο των σημείων αυτών και με την εφαρμογή μεθόδων παρεμβολής προκύπτει η ψηφιακή επιφάνεια, που αναπαριστά την γήινη επιφάνεια της περιοχής μελέτης. Η μεθοδολογία που ακολουθείται για τη σύνθεση ενός παρόμοιου μοντέλου μπορεί να διαφέρει, ανάλογα με το εύρος της περιοχής και την επιθυμητή ακρίβεια του τελικού αποτελέσματος (Manutsoglu et al. 1999. Spyridonos et al. 2003). Για μελέτες όπου η ακρίβεια του μοντέλου, τόσο η οριζοντιογραφική όσο και η υψομετρική, πρέπει να είναι υψηλή (π.χ. μελέτες οδοποιίας), ο προσδιορισμός των αρχικών σημείων γίνεται με τοπογραφικές μεθόδους (ταχυμετρία, χωροστάθμηση) γεγονός όμως που αυξάνει το χρόνο και το κόστος μελέτης. Για της ανάγκες της παρούσας μελέτης το ψηφιακό μοντέλο εδάφους προέκυψε από ψηφιοποίηση κατάλληλου χαρτογραφικού υποβάθρου, απλοποιώντας έτσι κατά πολύ την όλη διαδικασία. Επειδή ο στόχος της παρούσας μελέτης είναι να απεικονιστεί η τεκτονική μακροδομή, που είναι το φαράγγι, η μέθοδος που επιλέχθηκε κρίνεται ικανοποιητική αφού μας δίνει ακρίβεια στο τελικό αποτέλεσμα της τάξης των λίγων μέτρων.

3 ΧΑΡΤΟΓΡΑΦΙΚΟ ΥΠΟΒΑΘΡΟ

Για της ανάγκες της μελέτης χρησιμοποιήθηκαν έξι χάρτες της Γεωγραφικής Υπηρεσίας Στρατού κλίμακας 1:5.000, σε απεικόνιση με την παραδοσιακή πλάγια ισαπέχουσα αζιμουθιακή προβολή (Hatt). Πρόκειται για τους χάρτες με αριθμούς φύλλων 9416/5,6,7,8 και 9426/1,2 φύλλο Βατόλακκος, οι οποίοι και ψηφιοποιήθηκαν. Βασικό ζητούμενο στην διαδικασία της ψηφιοποίησης όταν το υπόβαθρο βρίσκεται σε ψηφιακή μορφή είναι η μετατροπή των αρχείων από ψηφιδωτή μορφή (Raster Image File) σε διανυσματική μορφή (Vector Image). Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκε το πακέτο λογισμικού AutoCad Map και η εφαρμογή Cad Overlay. Επιπλέον το διανυσματικό αρχείο που προκύπτει στο τέλος θα πρέπει να έχει κοινό σύστημα αναφοράς με τους ορθωτοφωτοχάρτες προκειμένου να γίνει η υπέρθεση.



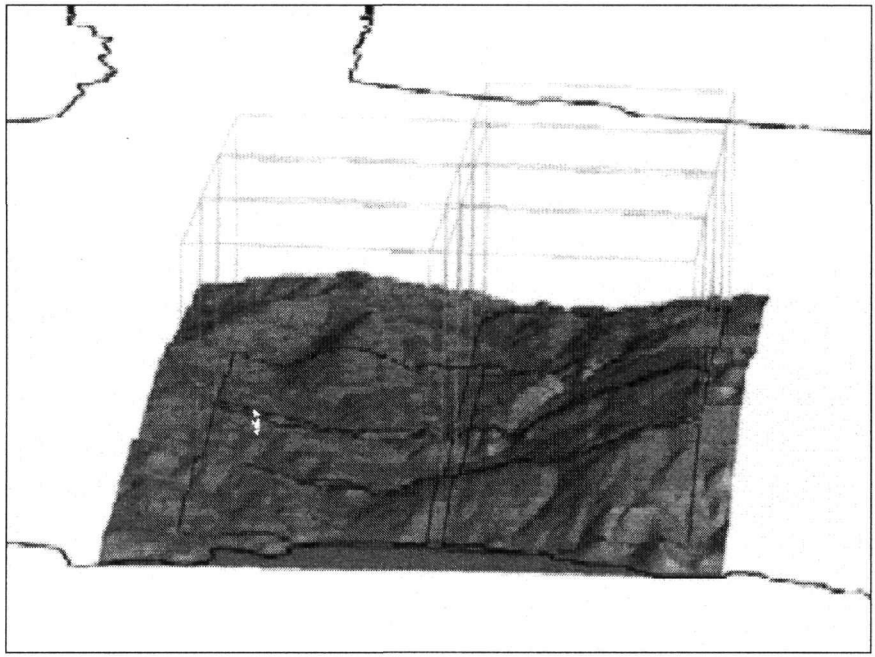
Σχήμα 1. Γεωγραφική θέση της περιοχής μελέτης.

Συνεπώς θα πρέπει να βρίσκεται σε πραγματικές διαστάσεις και όχι υπό κλίμακα που βρίσκεται αρχικά ο χάρτης. Σαν κοινό σύστημα αναφοράς επελέγη το Ε.Γ.Σ.Α. '87 καθώς είναι ευκολότεροι και ακριβέστεροι οι μετασχηματισμοί συντεταγμένων της προβολής Hatt σε αυτό. Για τη μετάβαση από το σύστημα αναφοράς της ψηφιακής ψηφιδωτής εικόνας (σύστημα υπό κλίμακα) σε αυτό των πραγματικών διαστάσεων ακολουθήθηκε η εξής διαδικασία: Αρχικά επελέγησαν σε κάθε χάρτη τρία σημεία προκειμένου να γίνουν οι αναγωγές. Τα σημεία αυτά θα πρέπει να είναι ευδιάκριτα στο χάρτη τόσο στην αναλογική όσο και στην ψηφιακή του μορφή. Οι αναγωγές που γίνονται σε αυτές τις περιπτώσεις είναι μετάθεση, κλίμακα και στροφή. Επειδή οι χάρτες ΓΥΣ δεν διαθέτουν κάνναβο, ως καταλληλότερα σημεία επελέγησαν οι γωνίες του χάρτη (σχήμα 2), όπου όμως οι συντεταγμένες αναγράφονται σε γεωδαιτική μορφή (φ,λ) γι' αυτό και οι αντίστοιχες προβολικές μετρήθηκαν γραφικά. Η μετατροπή των συντεταγμένων από Hatt σε Ε.Γ.Σ.Α. '87 έγινε με την βοήθεια πολυωνύμων που έχουν αναπτυχθεί για αυτό το σκοπό (Γ.Υ.Σ. 1995). Με το τρόπο αυτό μετασχηματίζονται οι συντεταγμένες από το ένα προβολικό σύστημα στο άλλο με ακρίβεια μερικών εκατοστών.

Μετά την αναγωγή των αρχείων ψηφιδωτής μορφής ακολουθεί η διαδικασία μετατροπής τους σε διανυσματική μορφή. Η πληροφορία του χάρτη που ενδιαφέρει στην περίπτωση αυτή είναι οι ισοϋψείς καμπύλες με βάση τις οποίες θα προκύψει το ψηφιακό μοντέλο εδάφους. Η εργασία αυτή πραγματοποιήθηκε με το εργαλείο διανυσματοποίησης (Vectorization Tool) που υπάρχει στο Cad Overlay ειδικά για τη διανυσματοποίηση ισοϋψών καμπύλων (Contour Follower). Με τον τρόπο αυτό δημιουργούνται τεθλασμένες γραμμές (polylines) πάνω ακριβώς από τις ισοϋψείς του χάρτη. Στην εργασία αυτή ψηφιοποιήθηκαν οι κύριες καμπύλες, που για τους χάρτες κλίμακας 1:5000 έχουν ισοδιάσταση είκοσι μέτρα. Όπως έχει αναφερθεί οι απαιτήσεις στην ακρίβεια αυτής της μελέτης δεν είναι υψηλές. Σφάλματα τις τάξης των μερικών μέτρων στην οριζοντιογραφία του μοντέλου μπορούν να θεωρηθούν ανεκτά, μια που η μετατόπιση που μπορούν να προξενήσουν στο ανάγλυφο δεν είναι τόσο σημαντική ώστε να αλλοιώνει το τελικό αποτέλεσμα. Παρόλα αυτά θα πρέπει πάντα να λαμβάνονται υπ' όψιν όλοι οι παράγοντες που μπορούν να προκαλέσουν παραμορφώσεις στο ψηφιακό μοντέλο εδάφους. Γενικά σε ψηφιοποιήσεις χαρτών βασικό σφάλμα που επεισέρχεται στη διαδικασία, είναι οι παραμορφώσεις κλίμακας που υφίσταται ένας χάρτης κατά τη φάση της αντιγραφής του από το πρωτότυπο, όσο και κατά τη φάση της σάρωσης. Ο έλεγχος που έγινε στο αρχικό στάδιο της εκπόνησης έδειξε ότι τα σφάλματα αυτά κυμαίνονταν από ένα με δύο χιλιοστά υπό κλίμακα (5-10 μέτρα σε πραγματικές διαστάσεις), γεγονός που χαρακτήρισε το χαρτογραφικό υλικό ως αρκετά αξιόπιστο. Τέλος, σφάλματα μπορούν να παρουσιαστούν και κατά την αναγωγή των ψηφιακών εικόνων (χαρτών) στο σύστημα αναφοράς της μελέτης. Επειδή το λογισμικό εκτελεί την στροφή και την κλίμακα ξεχωριστά, μη ικανοποιώντας έτσι ταυτόχρονα τις συνθήκες που του ορίζει ο χρήστης με τα σημεία ελέγχου, στο τέλος μπορεί να παρουσιάζεται μικρή απόκλιση σε σχέση με τις πραγματικές συντεταγμένες των σημείων. Γενικά, ο τελικός έλεγχος του μοντέλου έδειξε ότι οι μεγαλύτερες παραμορφώσεις δεν ξεπερνούσαν τα δεκαπέντε μέτρα, ενώ το γεγονός ότι έγινε η υπέρθεση των ορθοφωτοχαρτών επιτυχώς αποδεικνύει ότι τα τυχόν σφάλματα δεν επηρέασαν το τελικό αποτέλεσμα.

Ο ορθοφωτοχάρτης αποτελεί το προϊόν της επεξεργασίας (αναγωγές, αεροτριγωνισμοί της φωτογραφίας) σε ορθή προβολή χάρτη. Στην ουσία πρόκειται για μια διαδικασία συσχέτισης των σχετικών συντεταγμένων κάθε ψηφίδας (pixel) της φωτογραφίας με τις απόλυτες συντεταγμένες κάποιου συστήματος αναφοράς (Λιβιεράτος 1988).

Οι ορθοφωτοχάρτες που χρησιμοποιήθηκαν (κωδικοί χαρτών: 480-900, 480-903, 480-906, 484-900, 484-903, 484-906, 484-909) είναι της τοπογραφικής υπηρεσίας του Υπουργείου Γεωργίας. Πρόκειται για χάρτες που συντάχθηκαν στα πλαίσια του Ολοκληρωμένου Συστήματος Διαχείρισης και Ελέγχου (Ο.Σ.Δ.Ε.) των αγροτικών και κτηνοτροφικών εκτάσεων της Ελλάδος. Η φωτοληψία έγινε το 1998 και αναφέρονται στο Εθνικό Γεωδαιτικό Σύστημα Αναφοράς (Ε.Γ.Σ.Α. 87) με προβολή την Εγκάρσια Μερκατορική μίας ζώνης (ΤΜ '87) (Σχ. 2).



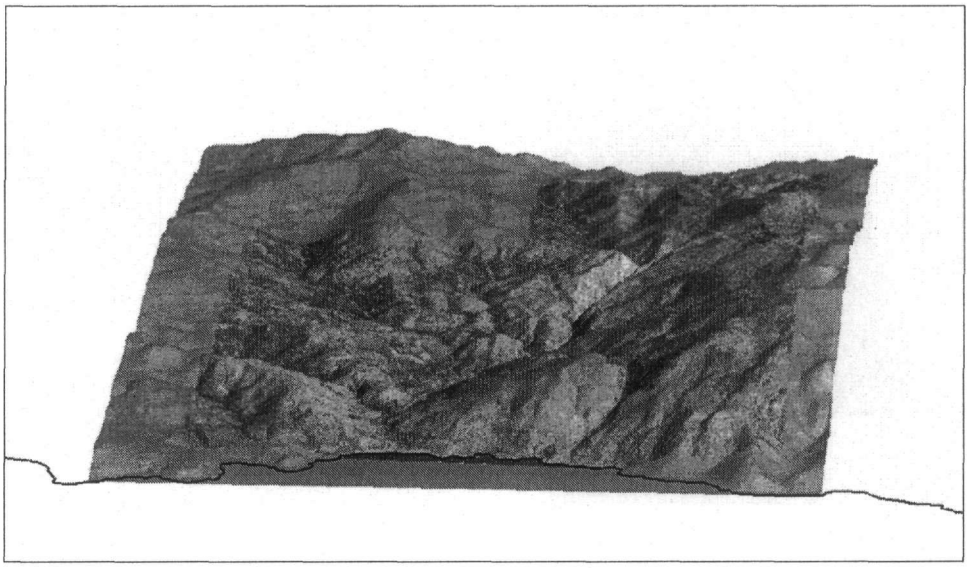
Σχήμα 2. Η θέση των ορθοφωτοχαρτών που υπερτέθηκαν στο ψηφιακό μοντέλο ανάγλυφου (DTM) του φαραγγιού της Αγίας Ειρήνης.

4 ΤΟ ΦΑΡΑΓΓΙ ΤΗΣ ΑΓΙΑΣ ΕΙΡΗΝΗΣ

4.1 Βιοποικιλότητα και πολιτιστική ταυτότητα

Στη Δυτική πλευρά των Λευκών Ορέων, στην επαρχία Σελίνου (Δήμος Ανατολικού Σελίνου) βρίσκεται το μοναδικό σε ομορφιά και βλάστηση Φαράγγι της Αγίας Ειρήνης. Το φαράγγι έχει πάρει το όνομά του από το ομώνυμο χωριό που βρίσκεται κοντά στη βόρεια είσοδό του. Το φαράγγι αποτελεί τμήμα του Ευρωπαϊκού μονοπατιού Ε4, έχει μήκος 7,5 χιλιόμετρα και η διάβαση του διαρκεί περίπου τρεις ώρες. Η Νότια είσοδος απέχει 5 χιλιόμετρα από το παραθαλάσσιο χωριό της Σούγιας. Αποτελεί τμήμα της περιοχής NATURA 2000 Λευκών Ορέων με Κωδικό GR 4340008 (έκτασης 54.283 ha) και έχει επίσης χαρακτηριστεί ως Καταφύγιο Άγριας Ζωής από το Υπουργείο Γεωργίας. Το φαράγγι αποτελεί τμήμα του βιοτόπου του Κρητικού Αίγαγρου (Capra aegagrus cretica) και χαρακτηρίζεται από ποικίλα μικροπεριβάλλοντα που αποτελούν καταφύγιο και ενδιαίτημα για πολλά είδη πανίδας. Χαρακτηριστικός είναι και ο πλούτος της δασικής βλάστησης τόσο από άποψη δένδρων (Κυπαρρίσσι, Τραχεία πεύκη, Σφενδάμι , Πλάτανος, Πουρνάρι, Αριά) αλλά και των θάμνων, φρυγάνων καθώς και των αρωματικών φυτών με κυριότερο τον δίκταμο.

Η σπουδαιότητα όμως του φαραγγιού δεν περιορίζεται στην υψηλή του βιοποικιλότητα ή στην αισθητική του αξία αλλά και στην ιστορική και πολιτιστική του ταυτότητα. Στη θέση «Πολλά Σπιτάκια» μέσα στο Φαράγγι κατέφευγαν οι επαναστάτες την εποχή της Τουρκοκρατίας και από εκεί ξεκινά και το μονοπάτι της «Φυγού» που ήταν και η έξοδος διαφυγής από το Φαράγγι προς την περιοχή του Ομαλού. Στην περιοχή βρίσκεται η βυζαντινή εκκλησία του Χριστού (1358μ.Χ.) και ο ερειπωμένος ναός του Αγ. Γεωργίου(1460 μ.Χ.). Νοτιότερα υπάρχουν οι αρχαίες πόλεις της Ελύρου, της Υρτακίνας της Συίας, της Λισσού και της Ποικιλασσού. Το Αγιερηνιώτικο φαράγγι είναι το δεύτερο σε επισκεψιμότητα φαράγγι του Νομού Χανίων μετά την Σαμαριά. Χαρακτηριστικό επίσης είναι ότι είναι επισκέψιμο για μεγαλύτερη χρονική περίοδο (σε σχέση με την Σαμαριά) και ότι αποτελεί έναν αναπτυσσόμενο φυσικό πόρο, αφού η αξιοποίηση του έχει αρχίσει μόλις τα τελευταία δέκα χρόνια.



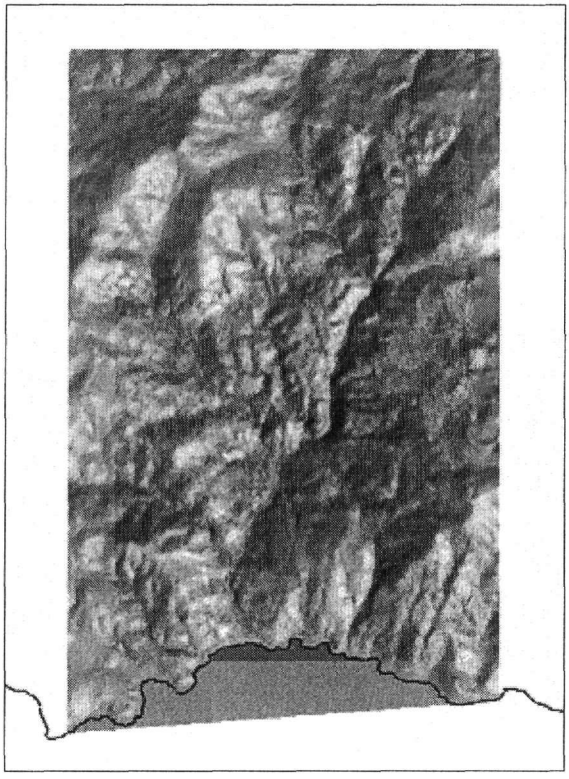
Σχήμα 3. Το ψηφιακό μοντέλο του ανάγλυφου του φαραγγιού της Αγίας Ειρήνης με την υπέρθεση των ορθοφωτοχαρτών.

4.2 Γεωλογικό περίγραμμα της ευρύτερης περιοχής μελέτης

Το φαράγγι δομείται από τα μεταμορφωμένα ανθρακικά πετρώματα της Ενότητας του Τρυπαλίου (Creutzburg & Seidel 1975), τα οποία και διασχίζει, ενός σχηματισμού ηλικίας μέχρι Μέσου Τριαδικού, που στην πλειονότητά του αποτελείται από δολομιτικά μάρμαρα και του οποίου, ενώ η τεκτονική θέση είναι γνωστή (η ενότητα αυτή βρίσκεται πάντα επωθημένη σε διάφορες λιθοστρωματογραφικές ενότητες της ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων), η παλαιογεωγραφική της θέση αποτελεί θέμα μακροχρόνιων επιστημονικών συζητήσεων. Η ευρύτερη περιοχή μελέτης αποτελεί τμήμα μιας μεγαλοδομής που καθόρισε και την μορφοτεκτονική εξέλιξη κατά το Νεογενές της περιοχής. Εμφανής πυρήνας αυτής αποτελεί η κορυφή Γλίγκιλος, στο βόρειο τμήμα του φαραγγιού της Σαμαριάς, που δομείται από τα παλαιότερα σε ηλικία πετρώματα της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων (Μανούτσογλου et al. 2001). Εκατέρωθεν της κορυφής αυτής αλλάζουν οι διευθύνσεις κλίσης των υπερκειμένων στρωμάτων και των πετρωμάτων της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων, αλλά και των πετρωμάτων της επωθημένης Ενότητας του Τρυπαλίου, διατηρώντας ίδια παράταξη, γενικής διεύθυνσης ΒΒΑ/ΝΝΔ. Τα υπερκείμενα αυτά πετρώματα στην βορειοδυτική πλευρά του φαραγγιού της Σαμαριάς βρίσκονται κινητοποιημένα, με εμφανή τεκτονική επαφή και δημιουργία μεγάλου πάχους τεκτονικού λατυποπαγούς, που είναι εμφανές στις νότιες περιοχές της πόλγης του Ομαλού. Η μεγαλοδομή αυτή υποβυθίζεται προς τα ΒΑ (Manutsoglu et al. 2003). Λόγω

της υποβύθισης αυτής, στη νοτιοδυτική περιοχή του φαραγγιού της Σαμαριάς δεν εμφανίζονται τα πετρώματα του υποκειμένου συστήματος των Πλακωδών Ασβεστολίθων αλλά η μεταμορφωμένη ανθρακική ακολουθία του καλύμματος της ενότητας της Τρυπαλίου. Η επαφή είναι τεκτονική, και συνοδεύεται από την ύπαρξη τεκτονικού λατυποπαγούς που κατά θέσεις ξεπερνά τα δύο μέτρα σε πάχος. Το πάχος του καλύμματος στη θέση αυτή δεν ξεπερνάει τα 50μ.. Δυτικότερα όμως το πάχος τους ξεπερνά τα 200 μ. Μέσα σε αυτήν την ακολουθία των μεταμορφωμένων ανθρακικών που γενικά είναι κατακερματισμένα εξελίχθηκε το φαράγγι της Αγίας Ειρήνης.

Το φαράγγι αποτελεί μια ρηγματογόνο ζώνη που διευθύνεται ΒΒΑ ακολουθώντας την γενική διεύθυνση των μεγάλων ρηγμάτων που διατρέχουν όλους τους μεσοζωικής ηλικίας σχηματισμούς της περιοχής. Αν και δεν εμφανίζεται η επαφή των σχηματισμών της ενότητας του Τρυπαλίου με τους υποκείμενους σχηματισμούς, στο μεγαλύτερο μέρος της διαδρομής του φαραγγιού υπάρχει μια πληθώρα τεκτονικών στοιχείων, που μπορεί να χαρακτηρίσει το φαράγγι αυτό ένα φυσικό εργαστήριο για την κατανόηση των εννοιών ρηγματογόνος ζώνη και ρήγμα (Σχ. 4).



Σχήμα 4. Κάτοψη του ψηφιακού μοντέλου του ανάγλυφου του φαραγγιού της Αγ. Ειρήνης με την υπέρθεση των ορθοφωτοχαρτών. Η μαύρη γραμμή παριστάνει την ακτογραμμή στην περιοχή.

5 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Ενώ ο κλάδος των βιολογικών επιστημών έχει πετύχει στην χώρα μας υψηλά επίπεδα στον χώρο της προστασίας του περιβάλλοντος (προστατευόμενα εθνικά πάρκα, δρυμοί, υδροβιότοποι κ.τ.λ.) η έννοια του γεωλογικού περιβάλλοντος, του αβιοτικού αυτού υποβάθρου, είναι σχεδόν άγνωστη στην πλειονότητα του κοινωνικού συνόλου, με σημαντική παράβλεψη του γεγονότος ότι όλες οι φυσικές ομορφιές (παραλίες, φαράγγια, ποτάμια, λίμνες αλλά και αυτές που προστατεύονται όπως δρυμοί, υδροβιότοποι κτλ.) είναι σήμερα το παρατηρούμενο αποτέλεσμα συνεχιζόμενων, μακροχρόνιων και πολύπλοκων γεωλογικών διεργασιών. Το περιβάλλον αυτό όπως, όλα τα συστήματα, έχει τις νομοτέλειες και τα όρια του, που δυστυχώς παραμένουν και αυτά άγνωστα όχι μόνο στο

ευρύ κοινό, αλλά και σε πρόσωπα που λαμβάνουν αποφάσεις. Η έκδοση πολυθεματικού υλικού προβολής, ανάδειξης και προστασίας των διαφόρων φυσικών και πολιτιστικών πόρων και ειδικότερα των Εθνικών Δρυμών (ειδικά θεματικά έντυπα και εκδόσεις πρακτικών οδηγών για τους επισκέπτες) μπορούν να συμβάλουν ουσιαστικά στην εντατικοποίηση της γενικού περιεχομένου πληροφόρησης, αλλά και της επιστημονικά εξειδικευμένης περιβαλλοντικής ενημέρωσης του κοινού, με στόχο την ευαισθητοποίηση και συναίνεσή του στα μέτρα προστασίας της περιοχής.

Η μεθοδολογία που παρουσιάζεται σε αυτήν την εργασία επιτρέπει τη σύντομη δημιουργία τρισδιάστατων μορφοτεκτονικών μοντέλων, που αποτελούν υπόβαθρα πολυθεματικών ερευνών και στόχων και ταυτόχρονα είναι δυναμικές τράπεζες πληροφοριών, συνδυάζοντας τα υπάρχοντα στοιχεία της περιοχής (π.χ. τοπογραφικοί και γεωλογικοί χάρτες, ορθοφωτοχάρτες) με δεδομένα μελλοντικών ερευνών και μελετών. Ο συνδυασμός των λογισμικών πακέτων που χρησιμοποιήθηκαν επιτρέπει την γρήγορη ενσωμάτωση πολυθεματικών πληροφοριών. Ειδικά για τα γεωλογικά χωρικά δεδομένα, απλοποιείται ο συσχετισμός τους με τα λεπτομερή επιφανειακά στοιχεία. Βασικό μειονέκτημα της μεθόδου αυτής είναι ο αρκετά μεγάλος όγκος δεδομένων, ειδικά για τους ορθοφωτοχάρτες. Για τον περιορισμό του μεγέθους των αρχείων οι χάρτες σαρώθηκαν σε ανάλυση 1 bit (Άσπρο-Μαύρο) με αποτέλεσμα να υπάρχουν απώλειες στην ποιότητα της εικόνας. Παρόλα αυτά οι μικρές απώλειες αντισταθμίζονται από την παροχή εποπτικής λεπτομέρειας.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Ευχαριστίες εκφράζονται προς την Διεύθυνση Δασών Νομού Χανίων, για την διάθεση του απαραίτητου υλικού, για την ολοκλήρωση της εργασίας αυτής.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Αρχοντάκης Γ., Σπυρίδωνος Ε. & Μανούτσογλου Ε. υπό εκτύπωση. Τρισδιάστατο ψηφιακό μοντέλο του Κουρταλιώτικου Φαραγγιού στο Νομό Ρεθύμνου. 7ο Εθνικό Συνέδριο Νησιωτικής Χαρτογραφίας, 23 – 26 Οκτωβρίου 2002, Μυτιλήνη.

Γ.Υ.Σ. 1995. Πίνακες Συντελεστών Μετατροπής Συντεταγμένων Ελληνικού Χώρου. Από το σύστημα Hatt (παλαιό datum) στο σύστημα ΕΓΣΑ '87 (νέο datum).

Λιβιεράτος Ε. 1988. Γενική Χαρτογραφία & Εισαγωγή στη Θεματική Χαρτογραφία, Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, 216σ.

Μανούτσογλου Ε. 2001. Προσφορά των Γεωεπιστημών στην τουριστική ανάπτυξη των ορεινών όγκων της νήσου Κρήτης. Money Show, 22-23 Σεπτεμβρίου 2001, Χανιά.

Μανούτσογλου, Ε., Σπυρίδωνος, Ε., Soujon, A. & Jacobshagen, V. 2001. Αναθεώρηση του γεωλογικού χάρτη και τρισδιάστατη προσομοίωση της γεωλογικής δομής της ευρύτερης περιοχής του φαραγγιού της Σαμαριάς. Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ., 34/1, 29-36.

Τάταρης, Α.Α. & Χριστοδούλου, Γ.Ε. 1969. Γεωλογικός Χάρτης της Ελλάδος, 1:50.000, φύλλο Αλικιανός - Βατόλακκος, Αθήνα, Ι.Γ.Ε.Υ..

Creutzburg N. & Seidel E. 1975. Zum Stand der Geologie des Praeneogens auf Kreta. N. Jb. Geol. Palaeont. Abh., 149, 363-383.

Houlding S.W. 1994. 3D Geoscience Modeling, Computer Techniques for Geological Characterization, Springer, Berlin. 309p.

Manutsoglu E. 2001. Relics of paleo-ecosystems in the national park of Lefka Ori (Samaria Gorge), Western Crete. Proceedings of the 1st International Conference on Ecological Protection of the Planet Earth (eds. Tsihrintzis V.A. & Tsalides P.), June 5-8, Xanthi, Greece, I, 381-390.

Manutsoglu E., Jacobshagen V., Spyridonos E. & Skala W. 1999. Geologische 3D-Modellierung der Plattenkalk-Gruppe West-Kretas. Mathem. Geol., 4, 73-79.

Manutsoglu E., Soujon A. & Jacobshagen V. 2003. Tectonic structure and fabric developmant of the Plattenkalk unit around the Samaria gorge, Western Crete, Greece. Z. dt. geol. Ges., 154/1, 85-100.

Spyridonos E., Prissang R., Manutsoglu E., Exadaktylos G. & Mastoris J. 2003. State-of-the-art 3D modeling techniques: vital tools to ensure the efficient use of non-renewable resources. Proceedings of the International Conference "Sustainable Development Indicators in the Mineral Industries" Milos, May 21-23, 2003, (Editor: Z. Agioutantis), 347 – 352.

SURPAC Software International (ed.) (1995a): Core Management System Users Reference - SSI Installation and Setup Manual. Surpac Software International; Belmont (Australia).

SURPAC Software International (ed.) (1995b): Entec - Generic Tools Reference. - Surpac Software International; Belmont (Australia).

ABSTRACT

VISUALISATION WITH G.I.S OF AGIA EIRINI GORGE AT THE SOUTHERN MARGINS OF THE WHITE MOUNTAINS, SW CRETE

K. Bizura[1], E. Manutsoglu[1], and E. Spyridonos[2]

[1]*Division of Mining Technology - Geology, Department of Mineral Resources Engineering, Technical University of Crete, emanout@mred.tuc.gr*

[2]*Division of Dynamic, Tectonic & Applied Geology, Department of Geology, University of Athens, vangelis@zedat.fu-berlin.de*

Sustainable management of protected areas requires good knowledge of the entire system. Complicated natural systems require for their management the use of digital information systems, that would allow the integration of all the available information on the studied natural system as well as the elements of new researches. Among the natural systems the gorges constitute mainly geological structrures. The aim of the present study is the development of a 3D digital morphotectonic model for the Agia Eirini Gorge, crossing the southern limbs of mountain Lefka Ori in South-Western Crete. The work is divided in two parts, on one side in the creation of suitable backgrounds that is reqi ired for the creation of a 3D model and on the other hand the placement of the spatial data into the model. For the creation of the digital terrain model (DTM) of the gorge area, maps at a 1:5.000 scale, obtained from the Army Geographic Service were digitised using CAD Overlay 2000i software. The data obtained were transferred into SURPAC 2000 supplemented with orthophotomaps of the region with the method of superimposition. The initial data drawn from the existing geological map of the region were evaluated by data obtained from field work. This methodology allows integration of all available information for the system under study, including newly acquired data.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

ΩΚΕΑΝΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ ΣΤΗ ΛΙΜΝΟΘΑΛΑΣΣΑ ΤΟΥ ΚΑΪΑΦΑ (Δ/ΚΗ ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΣ)

Μπούζος Δ. & Κοντόπουλος Ν.
Εργαστήριο Ιζηματολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Πατρών 265 04 Ρίο, ogian@tee.gr, kontopou@upatras.gr

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η εργασία αυτή μελετά τις φυσικές και χημικές παραμέτρους των νερών της λιμνοθάλασσας του Καϊάφα. Η μεταβολή της θερμοκρασίας ορίζει ως αναμένετο μια ψυχρή και μια θερμή περίοδο. Η μεταβολή της αλατότητας ορίζει σε αντιστοιχία προς τη ψυχρή και θερμή περίοδο περιόδους χαμηλής και υψηλής αλατότητας, ενώ καθ' όλη τη διάρκεια του έτους η λιμνοθάλασσα παραμένει υφάλμυρη. Επιπλέον απουσιάζει η οριζόντια ζώνωση της αλατότητας και στις δύο αυτές περιόδους. Οι τιμές pH κυμαίνονται σε φυσιολογικά επίπεδα για την υδρόβια ζωή. Το διαλυμένο οξυγόνο απαντά με χαμηλές τιμές στη διάρκεια του θέρους και του φθινόπωρου.

Οι συγκεντρώσεις των θρεπτικών αλάτων δεν παρουσιάζουν χωρικές αλλά μόνο εποχιακές διακυμάνσεις. Οι συγκεντρώσεις των νιτρικών αλάτων βρίσκονται σε κανονικά επίπεδα, ενώ των νιτρωδών αλάτων είναι υψηλές στη διάρκεια της ψυχρής περιόδου και στο υπόλοιπο διάστημα του χρόνου χαμηλές. Οι τιμές της αμμωνίας είναι αυξημένες σε όλη τη διάρκεια του έτους και μπορεί να καταστεί τοξική για τα υδρόβια ζώα. Οι συγκεντρώσεις των φωσφορικών αλάτων είναι χαμηλές και μόνο στο τέλος του θέρους παρατηρούνται υψηλές τιμές στο νότιο τμήμα της λιμνοθάλασσας και παράλληλα ευτροφικές συνθήκες.

Οι χωρικές και χρονικές μεταβολές των μελετηθέντων φυσικοχημικών παραμέτρων συνδέονται άμεσα με την εκφόρτιση στη λιμνοθάλασσα ενός ψυχρού και ενός θερμού καρστικού υδροφόρου ορίζοντα.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η λιμνοθάλασσα του Καϊάφα είναι ένα παράκτιο οικοσύστημα που απαντά στις ακτές του Κυπαρισσιακού Κόλπου στη Δ/κή Πελοπόννησο. Η λιμνοθάλασσα αυτή θα μπορούσε να ενταχθεί στο λιμνοθαλάσσιο σύστημα του ποταμού Αλφειού. Το σύστημα αυτό από το 8000 BP και εντεύθεν προήλασε στη σημερινή του θέση σε τέσσερα ευδιάκριτα επεισόδια προέλασης (Kraft et al, 1999). Όμως η λιμνοθάλασσα αυτή μπορεί να θεωρηθεί ως η επιφανειακή εκδήλωση και συνέχεια ενός ψυχρού καρστκού υδροφόρου ορίζοντα (Δημόπουλος & Μουντράκης, 1988). Ο ορίζοντας αυτός σχηματίζεται στους Ανωκρηπιδικούς ασβεστόλιθους του όρους Λάπηθα που βρίσκεται αμέσως ανατολικά της λιμνοθάλασσας, όπου ακριβώς εκεί απαντούν τα καρστικά σπήλαια των πηγών των Ανιγρίδων Νυμφών και του Γεράνιου. Τα θερμομεταλλικά νερά των πηγών αυτών δηλώνουν την παρουσία και ενός επιπλέον θερμού υδροφόρου ορίζοντα (Δημόπουλος & Μουντράκη, 1999). Τα νερά των πηγών αυτών με αποστραγγιστικές αύλακες εκφορτίζονται μέσα στη λιμνοθάλασσα (Σχ. 1). Επιπλέον στη νησίδα των τουριστικών εγκαταστάσεων υπάρχουν πηγάδια με γλυκό νερό προφανώς λόγω της εκφόρτισης του καρστ.

Η παρούσα εργασία έχει ως στόχο τη χωρική και χρονική κατανομή των φυσικοχημικών παραμέτρων των επιφανειακών υδάτων της λιμνοθάλασσας σε μια προσπάθεια απόκτησης δεδομένων που απουσιάζουν και που θα αποτελέσουν βάση για περαιτέρω έρευνα στα πλαίσια μιας ολοκληρωμένης διαχειριστικής προσέγγισης της λιμνοθάλασσας.

2 ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Σε ένα δίκτυο 28 σταθμών δειγματοληψίας (Σχ. 1), οι θέσεις των οποίων προσδιορίστηκε με φορητό GPS, έγινε δειγματοληψία νερού και συγχρόνως έγιναν απ' ευθείας μετρήσεις των ακολούθων αβιοτικών παραμέτρων στα επιφανειακά ύδατα:

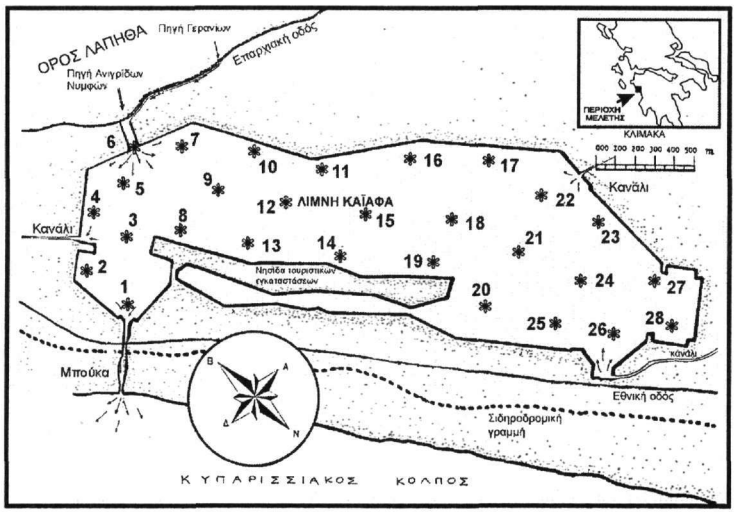
α. Οξυγόνου (με τη χρήση φορητού οξυγονομέτρου OXI 991,Aquautic, ακρίβεια: ± 1%).

β. Θερμοκρασίας(με τη χρήση φορητού οξυγονομέτρου OXI 991,Aquautic, ακρίβεια: ± 0,2°C).

γ. pH (με τη χρήση φορητού pH-μέτρου τύπου MICRO Checkit pH+,Lovibond, ακρίβεια: ± 0,1).

δ. Αλατότητας (με τη χρήση διαθλασίμετρου, ακρίβεια: ± 0,1‰).

Οι συγκεντρώσεις των θρεπτικών αλάτων (νιτρικά, νιτρώδη, αμμωνιακά, φωσφορικά) προσδιορίστηκαν με τη χρήση φορητού φασματοφωτομέτρου τύπου Hack 2000 (ακρίβεια: ± 0,01 mg/l, ± 0,0007 mg/l, ± 0,015 mg/l και ± 0,01 mg/l αντίστοιχα). Η περίοδος δειγματοληψίας καλύπτει το χρονικό διάστημα 1994-1995 και ειδικότερα τέλος Οκτωβρίου/ αρχές Νοεμβρίου 1994 (10/94), αρχές Μαρτίου 1995 (3/95), αρχές Μαΐου 1995 (5/95) και τέλος Αυγούστου / αρχές Σεπτεμβρίου 1995 (8-9/95).



Σχήμα 1. Σχηματικό σκαρίφημα κάτοψης λ/θ Καϊάφα. Διακρίνονται οι θέσεις της πραγματοποιηθείσας δειγματοληψίας

3 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

3.1 Θερμοκρασία

Σύμφωνα με τον πίνακα 1 στον οποίο αναγράφονται για κάθε θέση και για κάθε περίοδο δειγματοληψίας οι τιμές της θερμοκρασίας προκύπτουν τα εξής:

α. Η θερμοκρασία την περίοδο 10/94 έχει μέση τιμή 19,6 °C και κυμαίνεται από 19°C μέχρι 20,7°C, την περίοδο 3/95 έχει μέση τιμή 16,3°C και κυμαίνεται από 15,9°C μέχρι 16,9°C, την περίοδο 5/95 έχει μέση τιμή 25,3°C και κυμαίνεται από 24,6°C μέχρι 26,2°C και την περίοδο 8-9/95 έχει μέση τιμή 30,1°C και κυμαίνεται από 29,7°C μέχρι 30,4°C. Η μέγιστη θερμοκρασία για κάθε περίοδο δειγματοληψίας, πλην της περιόδου 8-9/95, σημειώνεται στη θέση 6 πλησίον της θέσεως αποβίβασης και επιβίβασης του Σπηλαίου Νιγρίδων Νυμφών.

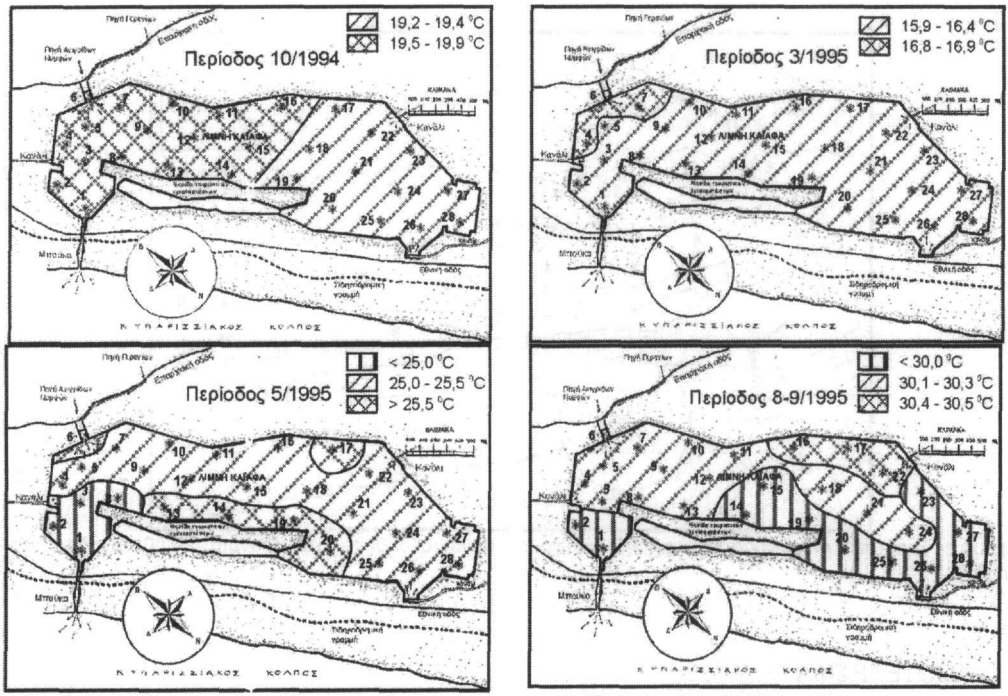
β. Για κάθε περίοδο δειγματοληψίας η θερμοκρασία των λιμνοθαλάσσιων υδάτων σε όλη την έκταση της λιμνοθάλασσας παραμένει πρακτικά σταθερή μια και η διακύμανση της θερμοκρασίας κάθε φορά είναι πολύ μικρή. Εν τούτοις η μικρή αυτή διακύμανση δείχνει ότι **i)** στην περίοδο 10/94 το βόρειο μισό τμήμα της λιμνοθάλασσας είναι λίγο θερμότερο του υπολοίπου νοτίου τμήματος. **ii)** στην περίοδο 3/95, όλη σχεδόν η λιμνοθάλασσα έχει ύδατα της ίδιας περίπου θερμοκρασίας εκτός ενός μικρού τμήματος πλησίον της πηγής Ανιγρίδων Νυμφών που έχει ελαφρώς

θερμότερα ύδατα. **iii)** στην περίοδο 5/95 οι ελαφρώς χαμηλότερες θερμοκρασίες από την υπόλοιπη λιμνοθάλασσα απαντούν στο τμήμα που βρίσκεται πλησίον του διαύλου και **iv)** στην περίοδο 8-9/95 οι χαμηλότερες θερμοκρασίες απαντούν τόσο κοντά στο δίαυλο όσο και στο μεγαλύτερο τμήμα του δυτικού περιθωρίου καθώς και στο νότιο περιθώριο.

γ. οι χαμηλότερες θερμοκρασίες των λιμνοθαλάσσιων υδάτων σημειώνονται στην περίοδο 3/95 και οι υψηλότερες στην περίοδο 8-9/95 (Σχ. 2). Επομένως, διαπιστώνεται η αναμενόμενη παρουσία δύο θερμοκρασιακών φάσεων. Μία φάση μείωσης της θερμοκρασίας από την περίοδο 10/94 μέχρι την περίοδο 3/95 και μία φάση συνεχούς αύξησής της μετά την περίοδο 3/95 διαμέσου της περιόδου 5/95 μέχρι την περίοδο 8-9/95 (Σχ. 2).

3.2 Αλατότητα

Σύμφωνα με τον πίνακα 1 στον οποίο αναγράφονται για κάθε θέση και για κάθε περίοδο δειγματοληψίας οι τιμές της αλατότητας προκύπτουν τα εξής:



Σχήμα 2. Χωρική κατανομή της θερμοκρασίας στις τέσσερις περιόδους δειγματοληψίας.

α. Η αλατότητα την περίοδο 3/95 έχει μέση τιμή 7,3‰ και κυμαίνεται από 7,2‰ μέχρι 7,5‰, την περίοδο 5/95 έχει μέση τιμή 8,5‰ και κυμαίνεται από 8,4‰ μέχρι 8,7‰ , την περίοδο 8-9/95 έχει μέση τιμή 9,1‰ και κυμαίνεται από 9,00‰ μέχρι 9,2‰ και την περίοδο 10/94 έχει μέση τιμή 9,0‰ και κυμαίνεται από 8,7‰ μέχρι 9,1‰. Με βάση τις προαναφερθείσες τιμές η λιμνοθάλασσα του Καϊάφα χαρακτηρίζεται ως υφάλμυρη.

β. Για κάθε περίοδο δειγματοληψίας η αλατότητα των λιμνοθαλασσίων υδάτων παραμένει πρακτικά σταθερή σε όλη την έκταση της λιμνοθάλασσας μια και η διακύμανση της αλατότητας κάθε φορά είναι πολύ μικρή κι απουσιάζει η χωρική ζώνωση.

γ. Οι χαμηλότερες τιμές αλατότητας των λιμνοθαλάσσιων υδάτων σημειώνονται στην περίοδο 3/95 και οι υψηλότερες στις περιόδους 10/94 και 8-9/95. Επομένως, διαπιστώνεται η αναμενόμενη παρουσία δύο φάσεων αλατότητας. Μία φάση μείωσης της αλατότητας από την περίοδο 10/94 μέχρι την περίοδο 3/95 και μία φάση συνεχούς αύξησή της μετά το τέλος της περιόδου αυτής μέχρι και την περίοδο 8-9/95 διαμέσου της περιόδου 5/95.

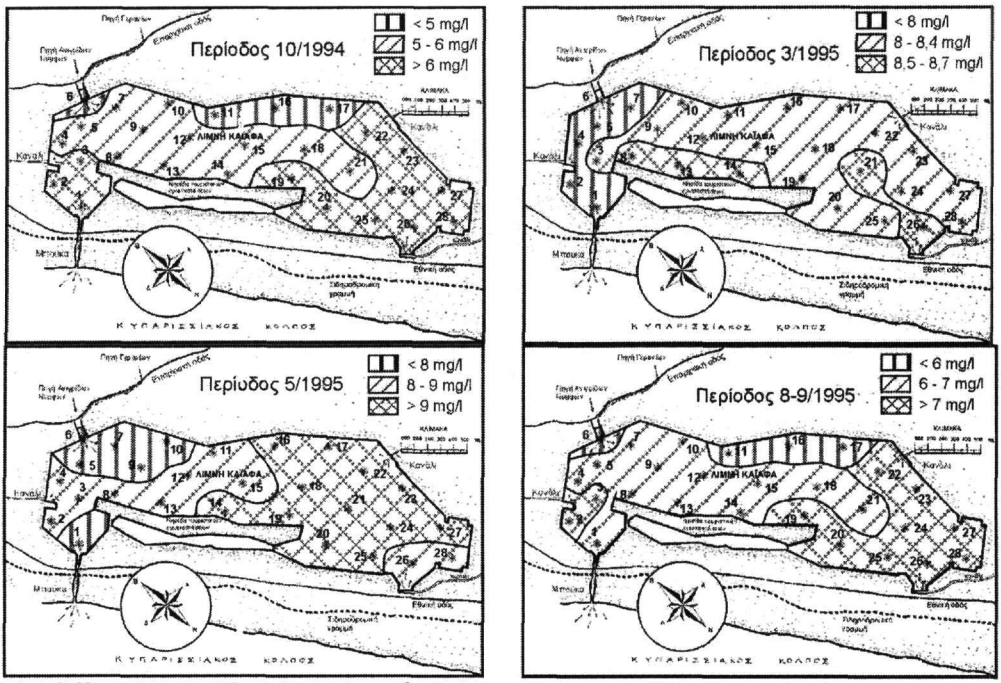
3.3 pH

Σύμφωνα με τον πίνακα 1 την περίοδο 3/95 οι τιμές pH κυμαίνονται από 7,60 μέχρι 8,40 και έχουν μια μέση τιμή 7,80 ,την περίοδο 5/95 οι τιμές pH κυμαίνονται από 7,30 μέχρι 7,90 και έχουν μια μέση τιμή 7,70 και την περίοδο 8-9/95 οι τιμές pH κυμαίνονται από 6,70 μέχρι 7,60 και έχουν μια μέση τιμή 7,30. Είναι σαφές ότι την περίοδο 8-9/95 παρατηρούνται ελαφρώς χαμηλότερες τιμές pH σε σχέση με τις υπόλοιπες περιόδους δειγματοληψίας.

3.4 Διαλυμένο Οξυγόνο

Σύμφωνα με τον πίνακα 1 την περίοδο 3/95 οι τιμές O_2 κυμαίνονται από 6,70mg/l μέχρι 8,70 mg/l και έχουν μια μέση τιμή 8,10 mg/l, την περίοδο 5/95 οι τιμές O_2 κυμαίνονται από 7,40 mg/l μέχρι 10 mg/l και έχουν μια μέση τιμή 8,74 mg/l, την περίοδο 8-9/95 οι τιμές O_2 κυμαίνονται από 4,30 mg/l μέχρι 8,40 mg/l και έχουν μια μέση τιμή 6,90 mg/l και την περίοδο 10/94 οι τιμές O_2 κυμαίνονται από 3,30 mg/l μέχρι 7,40 mg/l και έχουν μια μέση τιμή 5,9 mg/l .

Με βάση τα προηγούμενα στις περιόδους 10/94 και 8-9/95 οι συγκεντρώσεις διαλυμένου οξυγόνου είναι σχετικά χαμηλές (Σχ. 3),ενώ στις άλλες δύο περιόδους καταγράφονται υψηλότερες τιμές και ειδικότερα στο νότιο τμήμα της λιμνοθάλασσας στην περίοδο 5/95 (Σχ. 3). Επιπλέον η απεικόνιση χωρικά των τιμών O_2 είναι όμοια για τις περιόδους 8-9/95 και 10/94 (Σχ. 3).

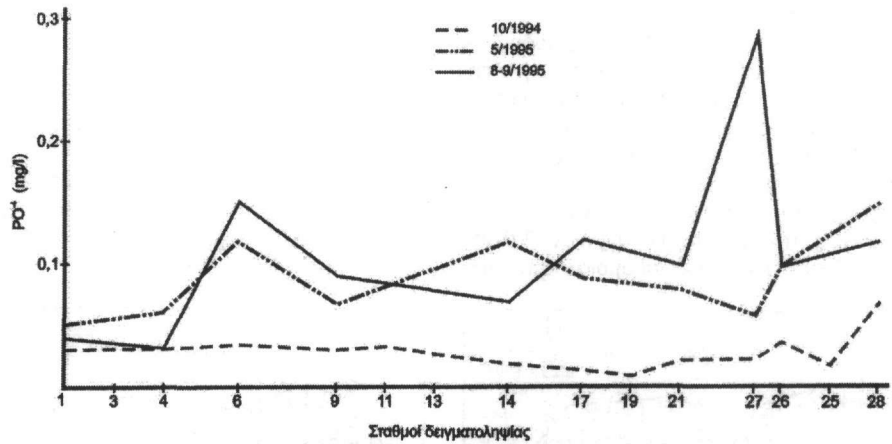


Σχήμα 3. Χωρική κατανομή του διαλυμένου οξυγόνου στις τέσσερις περιόδους δειγματοληψίας.

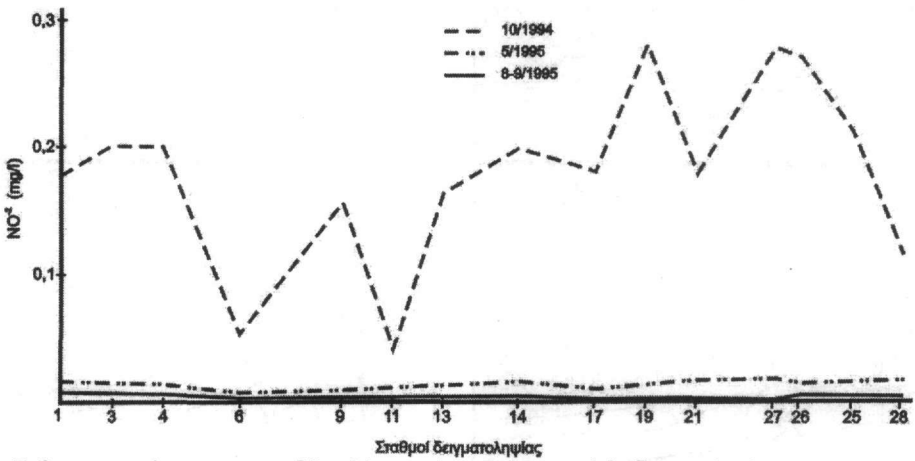
3.5 Θρεπτικά Άλατα

Οι συγκεντρώσεις των φωσφορικών αλάτων σύμφωνα με τον πίνακα 1 και 2 είναι σε χαμηλά επίπεδα στην περίοδο δειγματοληψίας 10/94 και κυμαίνονται μεταξύ 0,010mg/l και 0,070 mg/l και έχουν μέση τιμή 0,029 mg/l (Σχ. 4). Αντιθέτως στην περίοδο δειγματοληψίας 8-9/95 οι συγκεντρώσεις αυτές είναι υψηλές στο πλείστον των θέσεων δειγματοληψίας ιδιαιτέρως του νότιου τμήματος της λιμνοθάλασσας (Σχ.4) και κυμαίνονται μεταξύ 0,03 mg/l και 0,29 mg/l και έχουν μέση τιμή 0,111 mg/l. Η περίοδος δειγματοληψίας 5/95 έχει ένα ενδιάμεσο περίπου χαρακτήρα στις τιμές των συγκεντρώσεων των φωσφορικών αλάτων για κάθε θέση δειγματοληψίας σε σχέση προς τις δύο άλλες περιόδους. Οι τιμές αυτές κυμαίνονται από 0,05 mg/l μέχρι 0,15 mg/l και η μέση τιμή τους είναι 0,09 mg/l (Σχ. 4).

Οι συγκεντρώσεις των νιτρωδών αλάτων κινούνται σε κανονικά επίπεδα στις περιόδους δειγματοληψίας 5/95 και 8-9/95 αλλά σε υψηλά επίπεδα στην περίοδο δειγματοληψίας 10/94 (Πίν. 2) (Σχ. 5). Συγκεκριμένα στην περίοδο αυτή η παρουσία των νιτρωδών αλάτων κυμαίνεται από 0,041 mg/l μέχρι 0,28 mg/l και η μέση τιμή αυτών είναι 0,18 mg/l. Αντιθέτως στις περιόδους δειγματοληψίας 5/95 και 8-9/95 οι διακυμάνσεις στη συγκέντρωση των νιτρωδών αλάτων είναι 0,007 mg/l μέχρι 0,019 mg/l και 0,001 mg/l μέχρι 0,009 mg/l αντιστοίχως και οι αντίστοιχες μέσες τιμές είναι 0,014 mg/l και 0,004 mg/l (Πίν. 1) (Σχ. 5).



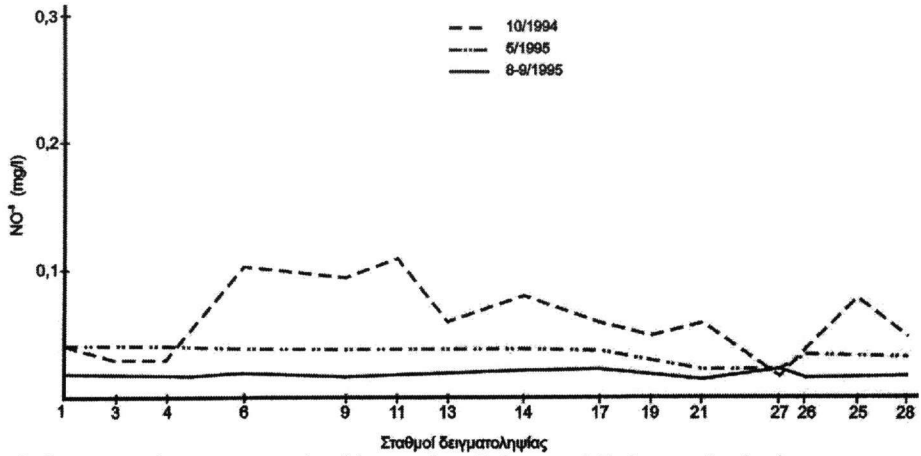
Σχήμα 4. Οι συγκεντρώσεις των φωσφορικών αλάτων ανά σταθμό και περίοδο δειγματοληψίας.



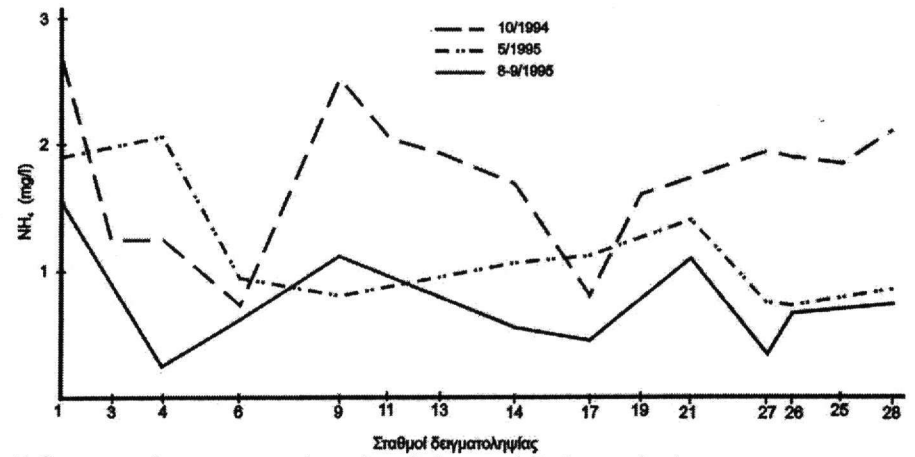
Σχήμα 5. Οι συγκεντρώσεις των νιτρωδών αλάτων ανά σταθμό και περίοδο δειγματοληψίας

Σύμφωνα με τον πίνακα 1 και 2 και σχήμα 6 οι συγκεντρώσεις των νιτρικών αλάτων βρίσκονται σε κανονικά επίπεδα. Ειδικότερα την περίοδο 10/94 οι συγκεντρώσεις αυτές κυμαίνονται από 0,02 mg/l μέχρι 0,11 mg/l και έχουν μέση τιμή 0,06 mg/l, την περίοδο 5/95 από 0,024mg/l μέχρι 0,040 mg/l και έχουν μέση τιμή 0,035 mg/l και την περίοδο 8-9/95 από 0,018 mg/l μέχρι 0,024 mg/l και έχουν μέση τιμή 0,020 mg/l.

Σύμφωνα με τον πίνακα 1 και 2 και Σχ. 7 οι συγκεντρώσεις της αμμωνίας βρίσκονται σε αξιοσημείωτα υψηλά επίπεδα. Συγκεκριμένα την περίοδο 10/94 οι συγκεντρώσεις αυτές κυμαίνονται από 0,74 mg/l μέχρι 2,68 mg/l και έχουν μέση τιμή 1,74 mg/l, την περίοδο 5/95 κυμαίνονται από 0,72 mg/l μέχρι 2,05 mg/l και έχουν μέση τιμή 1,16 mg/l και την περίοδο 8-9/95 από 0,24 mg/l μέχρι 1,55 mg/l και έχουν μέση τιμή 0,74 mg/l.



Σχήμα 6. Οι συγκεντρώσεις των νιτρικών αλάτων ανά σταθμό και περίοδο δειγματοληψίας.



Σχήμα 7. Οι συγκεντρώσεις της αμμωνίας ανά σταθμό και περίοδο δειγματοληψίας

4 ΣΥΖΗΤΗΣΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Από τη μελέτη των αποτελεσμάτων των μετρήσεων των προαναφερθέντων περιβαλλοντικών δεικτών (Πίν. 2) οδηγηθήκαμε στα ακόλουθα συμπεράσματα:

Η θερμοκρασία και η αλατότητα των νερών της λιμνοθάλασσας δείχνουν την αναμενόμενη εποχιακή διακύμανση. Στις περιόδους 5/95 και 8-9/95 οι χαμηλότερες θερμοκρασίες απαντούν πλησίον του διαύλου λόγω γειτνίασής του με την ανοιχτή θάλασσα στην οποία επικρατούν πολύ χαμηλότερες θερμοκρασίες 16,5°C-18,5°C και 24,5°C-25,5°C αντίστοιχα, από αυτές των προαναφερθέντων περιόδων (Medatlas, 1997). Αντίθετα στη θέση που είναι απέναντι από τον δίαυλο και είναι το σημείο αποβίβασης και επιβίβασης των Σπηλαίων Νιγρίδων Νυμφών απαντά η υψηλότερη θερμοκρασία σε όλη τη διάρκεια του έτους (Πιν. 1). Αυτό οφείλεται στην εκφόρτιση με τη βοήθεια αποστραγγιστικής αύλακας στη θέση αυτή του θερμομεταλλικού νερού των πηγών του Σπηλαίου Νιγρίδων Νυμφών στο οποίο έχουν καταγραφεί θερμοκρασίες από 29°C μέχρι 35°C (Kallergis & Lambrakis, 1992). Αντίθετα το νερό της πηγής Γερανίου έχει χαμηλότερες θερμοκρασίες από 25°C έως 28°C (Kallergis & Lambrakis, 1992).

Η λιμνοθάλασσα σε όλη τη διάρκεια του έτους χαρακτηρίζεται ως υφάλμυρη. Όμως, γενικά οι χαμηλές τιμές της αλατότητας δείχνουν περιορισμένη επίδραση του θαλασσινού νερού ενώ αντιθέτως η δράση της καρστικής υδροφορίας συμβάλλει ουσιαστικά στην διατήρηση αυτών των τιμών με τις χαμηλότερες τιμές στις περιόδους 3/95 και 5/95 λόγω εμπλουτισμού του καρστικού υδροφόρου

ορίζοντα με ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα και τις υψηλότερες στις περιόδους 8-9/95 και 10-11/94 με τη μείωση ή και απουσία του προαναφερθέντος εμπλουτισμού. Η δράση αυτή αφορά το σύνολο των νερών της λιμνοθάλασσας και εξηγεί την απουσία ζώνωσης της αλατότητας σε όλη τη διάρκεια του έτους.

Οι τιμές pH των λιμνοθαλασσίων υδάτων είναι σχετικά υψηλότερες στις περιόδους 3/95 (μέση τιμή pH=7,8) και 5/95 (μέση τιμή pH=7,7) σε σχέση με τις τιμές pH της περιόδου 8-9/95 (μέση τιμή pH=7,30). Όμως, όπως προαναφέρθηκε, στις περιόδους 3/95 και 5/95 υπάρχει αυξημένη εκφόρτιση του καρστικού υδροφόρου ορίζοντα στη λίμνη με νερό που έχει τιμές pH που κυμαίνονται από 6,6 μέχρι 7,4 (Kallergis & Lambrakis, 1992). Κατά συνέπεια οι υψηλότερες τιμές pH των περιόδων αυτών θα πρέπει να οφείλονται σε αυξημένη φωτοσυνθετική δραστηριότητα στη διάρκεια της άνοιξης (Κουσουρής, 1998). Οι τιμές pH των νερών της λιμνοθάλασσας που βρίσκονται σχεδόν πάντα μεταξύ 7 και 8 (Πιν. 1) μπορούν να θεωρηθούν ως ακίνδυνες για τους υδρόβιους οργανισμούς (Κουσουρής, 1998).

Η παρατηρηθείσα χαμηλή τιμή διαλυμένου οξυγόνου στην περίοδο 8-9/95 οφείλεται στην αυξημένη θερμοκρασία των νερών (αριθμ. μέσος: 30,1°C), στους ασθενείς πλέοντες ανέμους (1-2 Baufort) που κυριαρχούν (80% συχνότητα) (Γκίνης, 1974; Γκιώνης, 2000) και στην απουσία εμπλουτισμού του καρστικού υδροφόρου ορίζοντα με ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα. Αντίθετα οι τιμές του διαλυμένου οξυγόνου στην περίοδο 10-11/94 που είναι και οι πλέον χαμηλότερες που σημειώθηκαν, παρά το γεγονός ότι οι μέτριοι (3-5 Baufort) και ορμητικοί άνεμοι (>8 Baufort) όλων των διευθύνσεων συμμετέχουν τώρα με 40% (Γκίνης, 1974; Γκιώνης, 2000), θα πρέπει να αποδοθούν σε ευτροφικές συνθήκες. Σε αυτό συνηγορεί η αυξημένη παρουσία αμμωνίας στην περίοδο αυτή. Αυτό οφείλεται στην αποστράγγιση των καλλιεργούμενων εκτάσεων στο βόρειο και νότιο περιθώριο της λιμνοθάλασσας με τη βοήθεια αποστραγγιστικών αυλάκων που υπάρχουν εκεί (Σχ. 1). Επιπλέον η χαμηλή παρουσία στην περίοδο αυτή των νιτρικών αλάτων μπορεί να αποδοθεί στην παρουσία μικρών συγκεντρώσεων οξυγόνου και αυξημένων συγκεντρώσεων αμμωνίας ενώ αντίθετα η αυξημένη παρουσία νιτρωδών στην περίοδο αυτή μπορεί να ευνοείται από τη μικρή περιεκτικότητα των νερών σε διαλυμένο οξυγόνο (Κουσουρής, 1998).

Οι συγκεντρώσεις των θρεπτικών αλάτων δεν παρουσιάζουν χωρικές αλλά μόνο εποχιακές διακυμάνσεις. Οι συγκεντρώσεις των νιτρικών αλάτων βρίσκονται σε κανονικά επίπεδα. Οι τιμές των νιτρωδών αλάτων είναι υψηλές στη διάρκεια της ψυχρής περιόδου ενώ στο υπόλοιπο διάστημα του χρόνου παραμένουν χαμηλές. Οι συγκεντρώσεις της αμμωνίας είναι αυξημένες σε όλη τη διάρκεια του έτους και μπορεί να καταστεί τοξική για τα υδρόβια ζώα (Hotos & Abramidou 1997). Οι συγκεντρώσεις των φωσφορικών αλάτων είναι χαμηλές και μόνο στο τέλος του θέρους παρατηρούνται υψηλές τιμές στο νότιο τμήμα της λιμνοθάλασσας υποδηλώνοντας έτσι, σε συνδυασμό με τις υψηλές τιμές αμμωνίας, ευτροφικές συνθήκες.

Πίνακας 2. Η διακύμανση των φυσικοχημικών παραμέτρων στις τέσσερις περιόδους δειγματοληψίας στα επιφανειακά ύδατα της λιμνοθάλασσας του Καϊάφα.

Περίοδος δειγμ/ψίας	NO_3 (mg/l)	NO_2 (mg/l)	PO_4 (mg/l)	NH_4 (mg/l)	O_2 (mg/l)	pH	S‰	°C
10-11/94	0,020	0,041	0,010	0,740	3,30	-	8,70	19,00
	0,110	0,280	0,070	2,680	7,40		9,10	20,70
Αριθμητικός μέσος	0,060	0,180	0,029	1,740	5,90	-	9,00	19,60
3/95	-	-	-	-	6,70	7,60	7,20	15,90
					8,70	8,40	7,50	16,90
Αριθμητικός μέσος	-	-	-	-	8,10	7,80	7,30	16,30
5/95	0,024	0,007	0,050	0,720	7,40	7,30	8,40	24,60
	0,040	0,019	0,150	2,050	10,00	7,90	8,70	26,20
Αριθμητικός μέσος	0,035	0,014	0,090	1,160	8,74	7,70	8,50	25,30
8-9/95	0,018	0,001	0,030	0,240	4,30	6,70	9,00	29,70
	0,024	0,009	0,290	1,550	8,40	7,60	9,20	30,40
Αριθμητικός μέσος	0,020	0,004	0,111	0,740	6,90	7,30	9,10	30,10

Πίνακας 1. Μετρήσεις αβιοτικών παραμέτρων και θρεπτικών αλάτων ανά σταθμό και περίοδο δειγματοληψίας.

Περ. δειγ/ψίας		10/1994								3/1995			5/1995							8-9/1995							
ΔΕΙΓΜΑ	ΒΑΘΟΣ	NO^{-3}	NO^{-2}	PO^{-4}	NH_4	O_2 mg/l	S‰	°C	ρΗ	O_2 mg/l	S‰	°C	NO^{-3}	NO^{-2}	PO^{-4}	NH_4	ρΗ	O_2 mg/l	S‰	°C	NO^{-3}	NO^{-2}	PO^{-4}	NH_4	ρΗ	O_2 mg/l	S‰	°C
ka28	3,30	0,050	0,116	0,070	2,10	6,90	9,1	19,2	7,6	8,00	7,2	16,4	0,034	0,018	0,15	0,85	7,80	8,90	8,4	25,3	0,020	0,004	0,12	0,75	7,40	7,90	9,2	29,7
ka27	3,15	0,020	0,278	0,024	1,96	7,00	9,1	19,3		8,40	7,2	1,6	0,024	0,019	0,06	0,75	7,80	9,10	8,4	25,4	0,024	0,003	0,29	0,35	7,40	8,00	9,2	29,6
ka26	3,30	0,040	0,271	0,038	1,90	7,40	9,1	19,2	7,6	8,70	7,2	16,0	0,039	0,017	0,10	0,72	7,80	8,90	8,4	25,2	0,018	0,007	0,10	0,68	7,40	8,40	9,2	29,7
ka25	2,40	0,080	0,212	0,020	1,85	6,70	9,1	19,3	7,6	8,10	7,3	16,3					7,90	9,40	8,4	25,4					7,50	7,70	9,2	29,7
ka24	3,50					7,40	9,1	19,2		8,30	7,3	16,2					7,80	9,80	8,4	25,3					7,50	8,40	9,2	30,3
ka23	3,15					6,60	9,1	19,2	7,7	8,30	7,2	16,1					7,90	9,60	8,4	25,5					7,30	7,60	9,0	29,7
ka22	2,85					6,60	9,1	19,2		8,30	7,3	16,2					7,80	9,60	8,4	25,3					7,40	7,60	9,2	30,4
ka21	3,00	0,060	0,177	0,022	1,75	5,40	9,1	19,4	7,7	8,60	7,3	16,3	0,024	0,018	0,08	1,40	7,80	9,60	8,5	25,1	0,016	0,002	0,10	1,10	7,60	6,40	9,2	30,3
ka20	2,90					7,10	9,0	19,2		8,30	7,2	16,4					7,80	9,50	8,4	25,2					7,60	8,10	9,2	29,8
ka19	2,45	0,050	0,280	0,010	1,60	6,40	9,1	19,0		8,00	7,3	16,3					7,80	9,40	8,5	25,6					7,40	7,40	9,1	29,7
ka18	2,80					5,40	9,0	19,4		8,30	7,3	16,2					7,80	9,40	8,5	25,2					7,40	6,40	9,2	30,2
ka17	2,60	0,060	0,170	0,015	0,80	4,50	9,0	19,4		8,20	7,3	16,3	0,038	0,010	0,09	1,12	7,80	10,00	8,5	25,8	0,024	0,001	0,12	0,45	7,40	5,50	9,2	30,4
ka16	2,70								8,4	8,00	7,4	16,2					7,70	9,00	8,6	25,5					7,20	5,80	9,1	30,5
ka15	2,95					5,80	9,1	19,7		8,00	7,4	16,2					7,70	8,80	8,6	25,2					7,40	6,80	9,1	29,8
ka14	2,80	0,080	0,198	0,020	1,70	5,30	9,1	19,7		8,50	7,3	16,2	0,039	0,016	0,12	1,06	7,80	9,10	8,6	25,9	0,024	0,003	0,07	0,55	7,40	6,30	9,1	29,9
ka13	2,70	0,060	0,163	0,028	1,94	5,60	9,0	19,7		8,60	7,2	16,3					7,70	8,40	8,6	26,0					7,30	6,60	9,1	30,2
ka12	3,05					5,00	9,0	19,9	7,8	8,20	7,3	16,2					7,60	8,10	8,6	25,2					7,30	6,00	9,1	30,1
ka11	2,70	0,110	0,041	0,034	2,04	4,70	9,0	19,9		7,90	7,3	16,3					7,60	8,10	8,6	25,4					7,30	5,70	9,1	30,1
ka10	2,90					5,10	9,0	19,8		8,00	7,3	16,2					7,60	7,60	8,6	25,4					7,30	6,10	9,1	30,2
ka9	3,10	0,096	0,155	0,030	2,52	5,10	9,0	19,8		8,20	7,3	16,2	0,038	0,009	0,07	0,80	7,60	7,90	8,6	25,1	0,018	0,004	0,09	1,10	7,20	6,10	9,1	30,3
ka8	2,55					5,20	8,6	19,7	7,8	8,60	7,2	15,9					7,80	8,50	8,6	24,8					7,40	6,20	9,1	30,1
ka7	8,10					5,20	9,0	19,8		7,40	7,3	16,8					7,60	7,90	8,5	25,5					7,30	6,20	9,1	30,3
ka6	2,85	0,103	0,053	0,036	0,74	3,30	9,1	20,7	7,6	6,80	7,4	16,9	0,039	0,007	0,12	0,95	7,30	7,40	8,6	26,2	0,020	0,005	0,15	0,60	6,70	4,30	9,1	30,3
ka5	3,35					5,70	9,0	19,7		7,80	7,3	16,2					7,70	7,90	8,6	25,0					7,20	6,70	9,1	30,2
ka4	8,00	0,030	0,200	0,032	1,25	5,50	8,7	20,0	7,7	6,70	7,5	16,9	0,038	0,013	0,06	2,05	7,70	8,20	8,6	25,0	0,018	0,006	0,03	0,24	7,30	6,50	9,1	30,2
ka3	3,00	0,030	0,200	0,032	1,25	6,20	9,0	19,7	7,8	8,00	7,3	16,1					7,70	8,20	8,6	24,9					7,40	7,20	9,1	30,2
ka2	2,95					6,70	8,9	19,6		7,90	7,3	16,1					7,70	8,80	8,7	24,7					7,30	7,70	9,1	29,9
ka1	3,05	0,040	0,177	0,030	2,68	6,30	8,9	19,7	7,8	7,90	7,3	16,2	0,040	0,015	0,05	1,90	7,60	7,70	8,7	24,6	0,018	0,009	0,04	1,55	7,30	6,80	9,1	29,8

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Hotos, G., and Avramidou, D., 1997. A one year water monitoring study of Klisova lagoon (Mesolongi, W. Greece), Geo*journal*, 41(1), 15-23.

Δημόπουλος, Γ. και Μουντράκης, Δ. (1988). Υδρογεωλογική και Υδροχημική συμπεριφορά των θερμών πηγών Καϊάφα (Δ. Πελοπόννησος). *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, XXIII (3), 49-60.

Γκίνης, Στ. (1994). Αί ανεμολογικαί συνθήκαι του Ιόνιου Πελάγους. Διατριβή επί διδακτορία, Παν/μιο Αθηνών.

Γκιώνης, Γ. (2000). Μορφοδυναμικές μεταβολές της ακτής του Κυπαρισσιακού Κόλπου σε σχέση με το Κυματικό Καθεστώς. Διατριβή επί διδακτορία, Παν/μιο Πατρών.

Kallergis, G.A. and Lambrakis, N.J. (1992). Contribution à l'étude des sources thermominèrales de Grèce. Les sources thermominèrales de Kaïfe. *Hydragélogie*, V.3, 127-136.

Kraft, J.C., Rapp, George, Jr, Gifford, J.A. and Aschenbrenner St, E (1999). Mid-late Holocene epoch variance in coastal depositional morphologies in the N.W. Peloponnesse, Greece. A scientific research conference, Honolulu, Hawaii, November 9-12, 1999. *http://www.soest.hawaii-edu/Coastal-Conf./*

Κουσουρής, Θ. (1998). Το Νερό στη Φύση, στην Ανάπτυξη, στην Προστασία του Περιβάλλοντος. Μονογραφίες Θαλασσίων Επιστημών. Εθνικό Κέντρο Θαλασσίων Ερευνών, σελ. 188.

Medatlas (1997*): http://www.shom.fr/fr-page/fr.act-oceamo/medatlas/anims/ANIMSOHTM.*

ABSTRACT

OCEANOGRAPHIC OBSERVATIONS IN THE LAGOON OF KAIAFA (W PELOPONNESE)

Bouzos D., Kontopoulos N.

Laboratory of Sedimentary Geology, University of Patras, 265 04 Río, ogian@tee.gr, kontopou@upatras.gr

The Kaifa lagoon is a coastal marine ecosystem located in the Kyparisiakos Bay. The purpose of this study is to: (a) To determine the spatial and temporal changes of the physicochemical parameters in the water column of the Kaifa lagoon and (b). To create a base of information for future use for the restoration of the lagoon. Temperature, salinity, pH and dissolved oxygen were measured in-situ in 28 stations. Furthermore, water samples were taken for the determination of NO_2, NO_3, NH_4 and PO_4 on seasonal basin from November '94 to September '95. The temperature was fluctuating from 15,90 °C in March to 30,41 °C in late August and late September. Further the seasonal variation of the temperature showed the expected two thermal periods. The first period is a hot period showing a continuous increase of temperature from March to September. The second period is a cold period showing a continuous decrease of temperature from the September to March. For each period of sampling the temperature of lagoonal water in all the extent of the lagoon remains practically constant because the fluctuation of temperature is very small each time. The salinity varied between 7,2‰ and 9,20‰. The salinity like the temperature presented seasonal fluctuation patterns but the lagoon is brackish all the year round. The spatial changes of salinity were absent for every sampling period.

The pH values ranged from 6,70 to 8,40. So, the pH values fluctuated in the normal levels for aquatic animals. Further, these are relatively high in spring (arithmetic mean=7.8) owing probably to higher photosynthesis rate. Dissolved oxygen ranges from 3,30 mg/l to 10,00 mg/l. In the sampling periods of September and November the oxygen values were less than 7,00mg/l for a large part of the lagoon except southern margins. This evidence suggests dangerous conditions for the fish life. Phosphate concentrations were low (0,010 mg/l - 0,07 mg/l), in November. On the contrary the phosphate levels were high (on the average 0,111 mg/l) in the sampling period of September and in particular in the southern part of the lagoon. So, this part indicated photosynthetic activity. Further, In March the phosphate concentrations have an intermediate value for every sampling station in relation to the other sampling periods. Ammonia concentrations were considered high (0,24 mg/l – 2,68 mg/l) all the year round. Nitrate levels fluctuated around normal values (0,018 mg/l –0,11mg/l) during the year. The high amount of the ammonia nitrite and nitrate in November suggests the pollution of lagoon from the fertilizers into lagoon through two drainage canals. Nitrite concentrations were high during the cold period (0,041mg/l – 0,280 mg/l).

The spatial and temporal variability of the abiotic parameters of the lagoonal water must be attributed mainly to the strong influence of fresh water witch is discharged into the lagoon from a adjacent karst with hot springs.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

ΕΡΕΥΝΑ ΤΗΣ ΚΑΤΑΛΛΗΛΟΤΗΤΑΣ ΤΩΝ ΚΟΙΤΩΝ ΤΟΥ ΑΝΩ ΑΛΙΑΚΜΟΝΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΑΝΑΠΤΥΞΗ ΤΟΥ ΑΘΛΗΜΑΤΟΣ ΤΟΥ RAFTING

Παυλίδης Φ.[1] Δημητριάδης Ι.[2],Γκαϊτατζής Δ.[2] και Π. Τσιώρας[3]

[1] *Εργαστήριο Διευθέτησης Ορεινών Υδάτων, Τμήμα Δασολογίας και Φυσικού Περιβάλλοντος*

[2] *Μεταπτυχιακός φοιτητής, Τμήμα ΤΕΦΑΑ, Α.Π.Θ.*

[3] *Υποψήφιος διδάκτωρ, Εργαστήριο Υλοχρηστικής, Τμήμα Δασολογίας και Φυσικού Περιβάλλοντος, Α.Π.Θ., ptsioras@for.auth.gr*

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Τα αθλήματα των εσωτερικών υδάτων των ποταμών και χειμάρρων (rafting, canoe kayak, Hydro-speed) μόλις κατά τα τελευταία χρόνια άρχισαν να διαδίδονται στη χώρα μας. Τα αθλήματα αυτά, που σταδιακά άρχισαν να αποκτούν όλο και περισσότερους φίλους, επικεντρώθηκαν κυρίως στις κοίτες του Εύηνου, του Λούσιου, του Βοϊδομάτη, του Αλιάκμονα κ.λ.π., ποταμών με υδατική επάρκεια και ικανοποιητική γεωμορφολογική καταλληλότητα. Επισημαίνεται ότι οι εντυπωσιακές διαδρομές, το συναρπαστικό των αθλημάτων αυτών και η χρονική τους τοποθέτηση (χειμερινή – εαρινή περίοδος), δημιουργεί μια αναζήτηση νέων, εντυπωσιακών διαδρομών με κατάλληλες γεωμορφολογικές και υδατοστερεομεταφορικές συνθήκες.

Παράλληλα εκτός από το συναρπαστικό των αθλήματων του rafting, του canoe-kayak και του Hydro-speed στις κοίτες των εντυπωσιακών χειμαρρικών περιβαλλόντων της χώρας μας, η ανάπτυξη τους αποτελεί μία πρόκληση-πρόσκληση, για εναλλακτικές μορφές εσωτερικού τουρισμού στα πλαίσια τόνωσης της εγκαταλειμμένης ορεινής ελληνικής περιφέρειας.

Με βάση τα παραπάνω και με δεδομένη την αυξητική τάση της ζήτησης του αθλήματος του rafting και της χρονικής του επικέντρωσης (πέρας φθινοπώρου έως τα μέσα της άνοιξης), η παρούσα εργασία διερευνά τις συνθήκες καταλληλότητας τόσο της γεωμετρίας και της μορφολογίας των προτεινόμενων διαδρομών άσκησης (πλάτος, μήκος, κλίσεις, τραχύτητα, επικλινότητα-κατακορυφότητα πρανών κλπ), όσο και της υδατοστερεομεταφορικής τους καταλληλότητας (επαρκές υδατοφορτίο κίνησης για μεγάλο χρονικό διάστημα). Παράλληλα πρέπει να καλύπτεται με νερό το αναγκαίο πλάτος κοίτης με τις επιθυμητές συνθήκες (ταχύτητες – συγκλίσεις – υδατοπτώσεις, έντονες εναλλαγές τραχύτητας, στενώσεις κλπ).

Τα παραπάνω ερευνώνται πάντοτε στα πλαίσια ικανοποίησης του αισθήματος συγκίνησης που προκαλεί άσκηση του rafting, της αισθητικής απόλαυσης που προσφέρει και της σύνδεσης των προτεινόμενων διαδρομών με την αρχή και το πέρας τους.

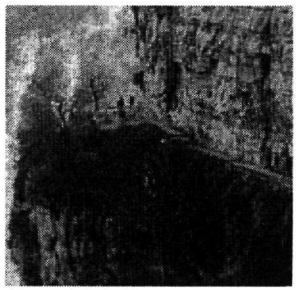
1 ΓΕΝΙΚΑ

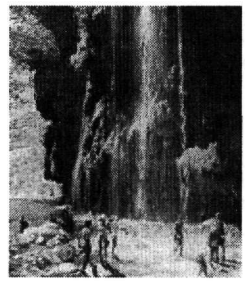
Ο σημερινός έντονα, αγχωτικός τρόπος ζωής των κατοίκων των αναπτυγμένων κρατών, σε συνδυασμό με την άνοδο του βιοτικού επιπέδου, την ύπαρξη διαθέσιμου ελεύθερου χρόνου και την σημαντική μείωση του χρόνου μετακινήσεων προς διάφορες περιοχές, οδήγησαν τον κάτοικο των πόλεων και όχι μόνο, στην αναζήτηση διεξόδων από το στρες και την καθημερινότητα. Μέχρι πρόσφατα η διέξοδος αυτή ήταν στραμμένη σχεδόν αποκλειστικά στις θερινές διακοπές με επίκεντρο τις διακοπές σε θαλάσσιες περιοχές και στον πολιτιστικό – ανθρωπογεωγραφικό – ιστορικό – γεωτοπικό τουρισμό και πολύ λιγότερο στον θερινό ορεινό τουρισμό. Σε πολύ μικρότερη έκταση αλλά με συνεχή σταδιακή αύξηση άρχισε να αναπτύσσεται και ο χειμερινός τουρισμός (ski, snowboard κ.λ.π.) με κύριες περιοχές δραστηριοποίησης τις χώρες του τόξου των Άλπεων, και της Σκανδιναβίας, τις Η.Π.Α., τον Καναδά και την Ιαπωνία.

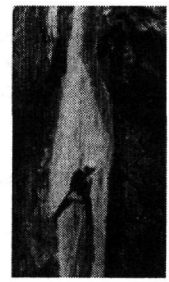
Τα τελευταία χρόνια εμφανίσθηκαν και σταδιακά άρχισαν να εξαπλώνονται τα αθλήματα των εσωτερικών υδάτων (χειμάρρων, ποταμών, λιμνών) με κύριες εκφράσεις το Rafting, το Canoe-

kayak και το Hydro-speed. Τα νέα αυτά αθλήματα, που πρόσφατα έφθασαν και στη χώρα μας σε συνδυασμό με τις λοιπές παράλληλες ειδικές ή extreme δραστηριότητες (Trekking, Trekking-river, Rappel, Mountain bike, Canyoning, Ιππασία, Jeep safari, Τοξοβολία, Flying fox κ.λ.π.) άρχισαν να αποκτούν πολλούς φίλους, με αποτέλεσμα την ανάπτυξη ενός νέου τύπου χειμερινού – εαρινού τουρισμού. Αυτό οδήγησε στη δραστηριοποίηση νέων εταιρειών ενασχόλησης με τα αντικείμενα αυτά. Στην χώρα μας ήδη, υπάρχουν πάνω από 15 οργανωμένα γραφεία – εταιρείες, που δραστηριοποιούνται στο χώρο των αθλημάτων εσωτερικών υδάτων και κυρίως στο Rafting. Οι εταιρείες αυτές εμφανίζουν μια έντονα αυξητική πορεία της δραστηριότητάς τους καθώς η ζήτηση συνεχώς αυξάνει. Επισημαίνουμε ότι η ανάπτυξη των αθλημάτων αυτών, που κατεξοχήν επικεντρώνεται σε υποβαθμισμένες περιοχές αποτελεί σημαντική ανάσα τόνωσης της χειμαζόμενης ελληνικής περιφέρειας και μια πρόκληση – πρόσκληση χρησιμοποίησης των αθλημάτων αυτών ως μοχλού ανάπτυξής των εναλλακτικών μορφών τουρισμού του αγροτουρισμού και του δασικού τουρισμού (Δασικά χωριά). Ενδεικτικά αναφέρουμε ότι στην περιοχή Ζαγοροχωρίων της Ηπείρου καταγράφεται πλέον μια διαρκής τουριστική περίοδος, που οφείλεται, εκτός από τις φυσικές ομορφιές και την πολιτιστική φυσιογνωμία του χώρου (γεφύρια, παραδοσιακοί οικισμοί κ.λ.π.) και στην έντονη ανάπτυξη των αθλημάτων των εσωτερικών υδάτων με κύριο εκφραστή το Rafting.

Επισημαίνουμε τέλος ότι τα αθλήματα εσωτερικών υδάτων συνδέονται ή αποτελούν τον κύριο κορμό πάνω στον οποίο δημιουργούνται νέες αναπτυσσόμενες ειδικές μορφές τουρισμού, όπως το Trekking (Σχ. 1), το Trekking-river (Σχ. 2), το Rappel, το Canyoning (Σχ. 3), το Jeep safari, το Mountain bike, η Ιππασία, η Τοξοβολία, το Flying fox, ο ορεινός περιηγητικός τουρισμός κ.λ.π..







Σχήματα 1,2,3. Χαρακτηριστικές απόψεις συνδυαστικών αθλημάτων και δραστηριοτήτων των εσωτερικών υδάτων. Trekking στο Βραδέτο (Σχ. 1), Trekking-river στον Κρικελοπόταμο (Σχ. 2) και Canyoning στην Βίνιανη (Σχ. 3).

Τα βασικά χαρακτηριστικά στοιχεία, που καθιστούν το Rafting και τα λοιπά αθλήματα εσωτερικών υδάτων εξαιρετικά ενδιαφέροντα και λίαν δημοφιλή, διεθνώς και στη χώρα μας, είναι τα εξής:

Αποτελούν αθλητικές – αναψυχικές δραστηριότητες, που προσφέρονται για όλες τις ηλικίες (παιδιά > 8 ετών, νέους, μεσήλικες ακόμη και ηλικιωμένους με καλή φυσική κατάσταση και υγεία), άνδρες και γυναίκες.

Προσφέρουν έντονες και ταχύτατα εναλλασσόμενες συγκινησιακές φορτίσεις, δημιουργώντας στον συμμετέχοντα και τον θεατή την αίσθηση της ακραίας συγκίνησης και του κινδύνου, ο οποίος όμως με σχετική εμπειρία και λαμβάνοντας τα αναγκαία μέτρα προστασίας δεν υπάρχει. Επισημαίνουμε στο σημείο αυτό ότι τα αθλήματα των εσωτερικών υδάτων πλην του Hydro-speed, δεν απαιτούν ειδικά προσόντα και ειδική εκπαίδευση, όπως π.χ. τα χιονοδρομικά αθλήματα, ενώ δεν έχουν καταγραφεί σημαντικά ατυχήματα παρά μόνο επιπόλαιοι, παροδικοί μικροτραυματισμοί και θλάσεις. Τονίζουμε πάντως ότι σε όλα τα παραπάνω αθλήματα είναι απαραίτητη μία αρχική, μικρή ολιγόωρη εκπαίδευση καθώς και γνώση κολύμβησης. Σε όλες τις περιπτώσεις είναι προαπαιτούμενη η ύπαρξη κατάλληλου εξοπλισμού, ενώ η ενασχόληση των αρχαρίων γίνεται παρουσία συνοδού.

Το εντυπωσιακό των διαδρομών (έντονα απότομα και απόκρημνα συχνά κατακόρυφα πρανή (Σχ. 4), εναλλαγή τοπίων, οι έντονες διαφοροποιήσεις της γεωμετρίας των κοιτών και κυρίως οι έντονες - ισχυρότατες τοπικά και χρονικά εναλλασσόμενες διαφοροποιήσεις της δομής και της κίνησης του νερού, όπως εναλλαγές της ταχύτητας, της τραχύτητας, του βαθμού εναερίωσης (Σχ. 5) κ.λ.π. του υγρού στοιχείου, οι βραχώδεις στενώσεις με τις επάλληλες υδατοπτώσεις και τους πολλούς μικρότερους ή μεγαλύτερους καταρράκτες (Σχ. 6) κ.λ.π., συνθέτουν τη μαγεία του αθλήματος.

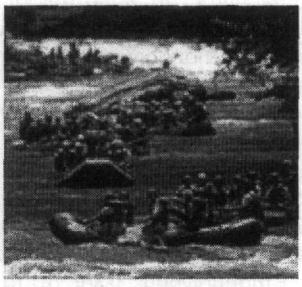
Η ενασχόληση των αθλημάτων αυτών με κύριο εκφραστή το δημοφιλέστερο Rafting γίνεται κυρίως καθ' ομάδας, αυξάνοντας έτσι την έννοια της συντροφικότητας, της συνεργασιμότητας και της κοινής δράσης και επικοινωνίας που τόσο έχει ανάγκη ο σημερινός μοναχικός άνθρωπος (Σχ. 7). Ακόμη και τα αθλήματα του ενός ατόμου (monoraft, monocanoe, monokayak, Hydro-speed) σχεδόν πάντοτε το άτομο αυτό εντάσσεται ή επισκέπτεται την περιοχή στα πλαίσια μιας οργανωμένης παρέας συνήθως 5 – 8 ατόμων.



Σχήμα 4. Άποψη εντυπωσιακής διαδρομής Rafting



Σχήμα 5. Έντονη εναερίωση σε ισχυρά επικλινή τραχειά κοίτη



Σχήμα 6. Ομαδικό Rafting στον ποταμό Tennessee

Η πολύ ευκολότερη πρόσβαση στους χώρους ενασχόλησης των αθλημάτων αυτών από ότι στους αντίστοιχους χώρους των αθλημάτων του χιονιού και τούτο επειδή:

Οι χώροι άσκησης των αθλημάτων το χιονιού (ski, snowboard κ.λ.π.) διεξάγονται σε πολύ υψηλές περιοχές (H>1200 m) γεγονός που συχνά δημιουργεί απαγορευτικές συνθήκες στην προσέγγιση των χώρων άθλησης (αποκλεισμοί λόγω ισχυρών χιονοπτώσεων ή χιονοκαταιγίδων κ.λ.π.), σε αντίθεση με τους χώρους άσκησης του Rafting, που βρίσκονται σε πολύ χαμηλότερα και βατά υψόμετρα (H < 600 –700 m).

Τα αθλήματα των εσωτερικών υδάτων δραστηριοποιούνται κυρίως την εποχή της άνοιξης, όπου καταγράφεται και η μεγαλύτερη σταθερή – επαρκής υδατοπαροχή, που αποτελεί την βασική προϋπόθεση άσκησης των αθλημάτων αυτών.

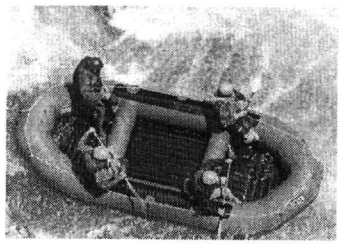
2 ΠΡΟΫΠΟΘΕΣΕΙΣ ΚΑΙ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΕΣ

Τα αθλήματα των εσωτερικών υδάτων των οποίων η άσκηση επικεντρώνεται κυρίως σε έντονα επικλινείς, με εντυπωσιακές διαδρομές χειμαρροποτάμους και μεγάλους χειμάρρους, με σημαντική σταθερή υδατοπαροχετευτική ικανότητα, είναι το Rafting, το Canoe–Kayak και το Hydro-speed. Κυριότερο, προσιτότερο, ευκολότερο και δημοφιλέστερο είναι το άθλημα το Rafting και δευτερευόντος του Canoe– Kayak, ενώ ελάχιστη μέχρι στιγμής είναι η ενασχόληση με το Hydro-speed. Τονίζουμε ότι το Hydro-speed αποτελεί την πλέον ακραία δραστηριότητα, γεγονός που απαιτεί καλύτερη φυσική κατάσταση και καλύτερη εκπαίδευση και εμπειρία των αθλουμένων. Σχετικά με τους τύπους των αθλημάτων αυτών έχουμε να παρατηρήσουμε τα ακόλουθα:

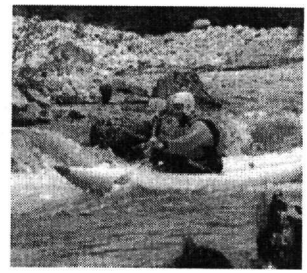
α) Το Rafting (Σχ. 4,5,6) αποτελεί άθλημα που απευθύνεται στο ευρύ κοινό και το χαρακτηριστικό του είναι ότι δεν προϋποθέτει εμπειρία ή ιδιαίτερη φυσική κατάσταση. Το μόνο που ζητείται είναι όπως το άτομο που θα ασχοληθεί να είναι υγιές και να γνωρίζει κολύμβηση. Το Rafting, που δεν είναι τίποτα άλλο παρά μια ειδικού τύπου φουσκωτή βάρκα, διακρίνεται σε τύπους σκαφών που μεταφέρουν 1 έως 8 άτομα (Σχ. 7,8,9). Στο Rafting πέραν των 2 ατόμων παρευρίσκεται αρχικά ένας οδηγός–συνοδός. Οι διαδρομές ανάλογα με τις συνθήκες των κοιτών ταξινομούνται σε βαθμούς δυσκολίας από τις πλέον ήπιες (βαθμός δυσκολίας 1), έως τις εξαιρετικά δύσκολες (βαθμός δυσκολίας 6). Στις διαδρομές χαμηλού βαθμού δυσκολίας (1-2) μπορούν να απασχοληθούν άτομα από 8 έως 80 ετών, ενώ όσο αυξάνει ο βαθμός δυσκολίας τόσο αυξάνονται οι απαιτήσεις καλύτερης φυσικής κατάστασης και εμπειρίας. Σε βαθμούς δυσκολίας > 4 απαιτείται παράλληλα πολύ καλή γνώση της διαδρομής και των ιδιαιτεροτήτων του ποταμού.

Το monoraft, είναι μονοθέσια ή διθέσια μακρόστενη φουσκωτή βάρκα, ιδανική για διαδρομές μικρής έως μέτριας δυσκολίας (Σχ. 9). Έχει εξαιρετική ευστάθεια, γι' αυτό δεν απαιτεί παρά μόνο σχετική ενημέρωση πριν την είσοδο του στην κοίτη. Υπάρχει συνοδός-οδηγός πλην των μονοθέσιων

εξειδικευμένων Rafters, που επιμελείται για την ασφάλεια της κατάβασης, ιδιαίτερα όταν αυξάνει ο βαθμός δυσκολίας. Η άσκηση με το monoraft απαιτεί προηγούμενη εμπειρία σε rafting, υγεία, κατάλληλο εξοπλισμό και μέτρια φυσική κατάσταση.







Σχήματα 7,8,9. Απόψεις σκαφών Rafting 4,8 και 1 ατόμου (monoraft)

γ) Το Canoe–Kayak (Σχ. 10,11,12) είναι υψηλότερων απαιτήσεων άθλημα που απαιτεί σαφή γνώση της διαδρομής και των αντιδράσεων του ποταμού και πολύ καλύτερη φυσική κατάσταση από το rafting. Οι διαδρομές του είναι μέτριας έως εξαιρετικής δυσκολίας τις οποίες ιδιαίτερα οι εκπαιδευμένοι kayakers προτιμούν λόγω της έντονης συγκίνησης που προσφέρουν. Τονίζεται ότι το Canoe σε λίμνες και ήρεμα ποτάμια αποτελεί πολύ εύκολη ενασχόληση, ακόμη και για αρχάριους με μέτρια φυσική κατάσταση (Σχ. 10)



Σχήμα 10. Μονοθέσιο Canoe σε λίμνη με ενασχόληση γηραιάς κυρίας.



Σχήμα 11. Άποψη μονοθέσιου kayak βαθμού δυσκολίας 2.



Σχήμα 12. Άποψη διθέσιου kayak βαθμού δυσκολίας 3.

Οι προδιαγραφές που πρέπει να πληροί μία διαδρομή ώστε να είναι κατάλληλη για την ανάπτυξη των αθλημάτων των εσωτερικών υδάτων οι ακόλουθες:

α) οι διαδρομές να έχουν ελάχιστο μήκος (>4 ÷ 5 km) ώστε ο χρονικός ορίζοντας της ενασχόλησης να μην είναι μικρότερος των 45-60΄. Όσο μεγαλύτερο είναι το μήκος της διαδρομής τόσο αυξάνει η χρονική ενασχόληση και η ζήτηση.

β) οι διαδρομές να διέρχονται όσο το δυνατόν από εντυπωσιακότερα τοπία με στενά, απόκρημνα, κατακόρυφα, γυμνά ή δασωμένα φαράγγια, με έντονες εναλλαγές στη γεωμετρία, την τραχύτητα και την ταχύτητα του νερού, με έντονη βιοποικιλότητα και πυκνότητα της βλάστησης και με βαθμό έντασης επάλληλων ή διακοπτόμενων (μικρών ή μεγαλύτερων) υδατοπτώσεων (Σχ. 3,5).

γ)να έχουν ελάχιστο υδατοκαλυπτομένο πλάτος κοίτης 3 m, εκτός ειδικών περιπτώσεων στενών, λείων, βραχωδών κοιτών, που απαιτούν τα στενού τύπου σκάφη όπως τα monoraft και τα canoe-kayak με επαρκές μέσο βάθος ροής (> 50 cm).

Οι διαδρομές (κοίτες) να έχουν ελάχιστη μέση κλίση υπερβαίνουσα το 2%, ενώ και τοπικά οι κλίσεις μπορούν να φθάνουν ή και να υπερβαίνουν το 20%. Συχνά προτιμώνται βραχώδεις, λείες, στενές ισχυρών κλίσεων κοίτες, καθώς και κοίτες με ισχυρή παρουσία σταθερών ή μεταφερόμενων λείων ογκολίθων, που αυξάνουν το βαθμό δυσκολίας και το αίσθημα της συγκίνησης (Σχ. 5,8,12).

3 Η ΑΝΑΠΤΥΞΗ ΤΩΝ ΑΘΛΗΜΑΤΩΝ ΕΣΩΤΕΡΙΚΩΝ ΥΔΑΤΩΝ ΣΤΟΝ ΕΛΛΑΔΙΚΟ ΧΩΡΟ

Η ανάπτυξη των αθλημάτων των εσωτερικών υδάτων στη χώρα μας άρχισε στις αρχές τις δεκαετίας του 1980. Όμως, το έντονο συγκινησιακό στοιχείο, ο χαρακτήρας του Έλληνα και τα εντυπωσιακά χειμάρρια περιβάλλοντα συνέβαλαν στην αλματώδη εξέλιξη τους, ιδιαίτερα κατά την τελευταία 5ετία. Σημειώνεται ότι για την ανάπτυξή τους πρέπει να είναι επαρκής υδατοπαροχή ελάχιστου βάθους 50-80cm, για πλάτος 2m, βάθους 20-50cm, για πλάτος 5-8m και <20cm, για πλάτος >15m, η δε ταχύτητα του νερού να είναι μεγαλύτερη των 2,5m/s. Επισημαίνεται ότι αυξανομένης της ταχύτητας, του βαθμού εναερίωσης και της έντασης της τυρβώδους ροής, τόσο ελκυστικότερη καθίσταται η κοίτη, ανάπτυξης των παραπάνω αθλημάτων. Καθοριστικό στοιχείο για την ανάπτυξη οικονομικώς εύρωστων επιχειρήσεων είναι η αύξηση της χρονικής λειτουργίας τους με διατήρηση επαρκούς παροχής για μεγαλύτερο διάστημα. Με βάση τα παραπάνω στον ελλαδικό χώρο η αναζήτηση, αξιολόγηση και προβολή διαδρομών οι δραστηριότητες των αθλημάτων χιονιού απαντώνται στις ακόλουθες περιοχές (Πιν. 1):

Πίνακας 1. Αξιοποιημένες μέχρι σήμερα διαδρομές του ελλαδικού χώρου ανά περιφέρεια, ποταμό, είδος δραστηριότητας και βαθμό δυσκολίας.

Περιφέρεια	Ποταμός	Είδος δραστηριότητας	Βαθμοί δυσκολίας
Πελοποννήσσου	Λούσιος – Αλφειός	Rafting, Canoe-kayak, Hydro-speed	1 έως 4
	Λίμνη	Kanoe	1
Στερεά Ελλάδα	Εύηνος	Rafting, Canoe-kayak, Hydro-speed	2 - 4
	Ταυρωπός	Rafting, Canoe-kayak, Hydro-speed	2 - 4
	Λίμνη Κρεμαστού	Kanoe	1
	Κρικελοπόταμος	Rafting, Canoe-kayak, Hydro-speed	2 - 5
Ήπειρος	Αώος	Rafting, Canoe-kayak, Hydro-speed	3 - 5
	Βοϊδομάτης	Rafting, Canoe-kayak, Hydro-speed	2 - 4
	Αχέροντας	Δοκιμαστικό στάδιο	2 - 6
	Καλαρρύτικος	Δοκιμαστικό στάδιο	
	Άραχθος	Rafting, Canoe-kayak, Hydro-speed	2 - 5
	Αχελώος	Δοκιμαστικό στάδιο	2 - 5
Θεσσαλία	Λ. Πλαστήρα	Kanoe	1
	Αχελώος	Δοκιμαστικό στάδιο	2 - 5
	Πηνειός (Τέμπη)	Rafting, Canoe-kayak	1 - 2
Δυτ. Μακεδονία	Βενέτικος - Αλιάκμονας	Rafting, Canoe-kayak, Hydro-speed	2 - 6
Κεντρική Μακεδονία	Αγγίτης	Rafting	2 - 3
Ανατ. Μακεδονία – Θράκη	Νέστος	Rafting, Canoe-kayak	2 - 4

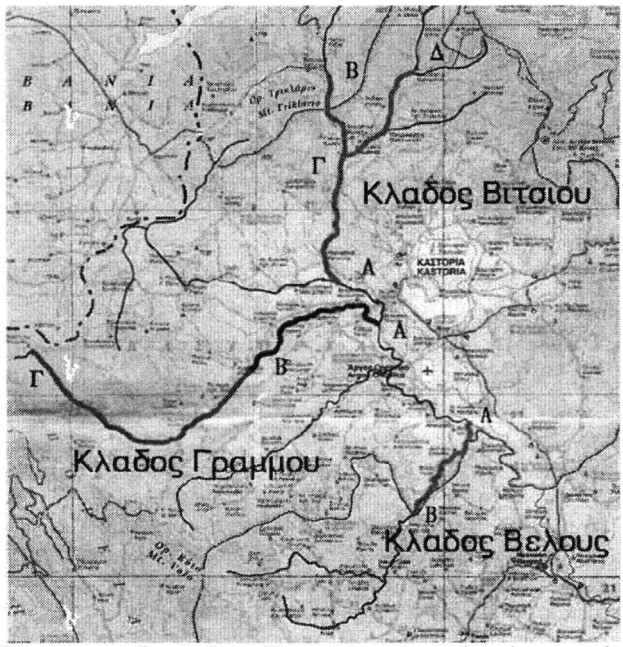
Σε δοκιμαστικό (ερευνητικό) στάδιο ανάπτυξης των αθλημάτων των εσωτερικών υδάτων βρίσκονται τα ακόλουθα τμήματα χειμάρρων, χείμαρροι και ποταμοί, στα οποία σήμερα δεν ασκούνται συστηματικά το Rafting και το Kanoe - kayak.

Πίνακας 2. Τμήματα χειμάρρων, χείμαρροι και ποταμοί ανά περιφέρεια, των οποίων οι καταρχήν ενδείξεις είναι ευνοϊκές για την ανάπτυξη των αθλημάτων των εσωτερικών υδάτων και βρίσκονται σε καθεστώς ερασιτεχνικής ενασχόλησης.

Περιφέρεια	Ποταμός ή χείμαρρος ή τμήμα ποταμού
Πελοπόννησος	Νέδοντας, Ευρώτας, Πηνειός, Πρόσθετα τμήματα Αλφειού
Στερεά Ελλάδα	Μόρνος, Πρόσθετα τμήματα Εύηνου, Βίστριζα Σπερχειού, πρόσθετα τμήματα Κρικελοπόταμου, Αγραφιώτης
Θεσσαλία	Μαλακασιώτης, Πηνειός
Ήπειρος	Αχέροντας, Θύαμις, Λούρος
Δυτική Μακεδονία	Άνω Αλιάκμονας (κλάδος Βέλους, κλάδος Γράμμου, κλάδος Βιτσίου Πρεσπών)

4 ΠΕΡΙΟΧΗ ΕΡΕΥΝΑΣ

Η περιοχή έρευνας αφορούσε τις κεντρικές κοίτες του Άνω Αλιάκμονα που εμφανίζουν καταρχήν σημαντικά ενδιαφέροντα υδρογεωμορφικά στοιχεία, τα οποία τις καθιστούν περιοχές ενδιαφέρουσες προς περαιτέρω διερεύνηση για την ανάπτυξη των αθλημάτων και των δραστηριοτήτων των εσωτερικών υδάτων. Στην παρούσα εργασία διερευνήθηκαν οι υφιστάμενες δυνατότητες και τα χαρακτηριστικά τμημάτων του Άνω Αλιάκμονα (Τμήμα Α-Β του κλάδου Βέλους, τμήματα Α-Β και Β-Γ του κλάδους Γράμμου και τα τμήματα Α-Β και Γ-Δ του κλάδου Βιτσίου (Σχ.13):



Σχήμα 13. Η ευρύτερη περιοχή του Άνω Αλιάκμονα με τα μελετούμενα τμήματα Α-Β του κλάδου Βέλους, Α-Β και Β-Γ του κλάδους Γράμμου και τα τμήματα Α-Β και Γ-Δ του κλάδους Βιτσίου.

5 ΜΕΘΟΔΟΣ ΕΡΕΥΝΑΣ

Η μέθοδος έρευνας αφορούσε την αναζήτηση, σε κατάλληλους χάρτες, των γενικών στοιχείων της περιοχής έρευνας και την καταγραφή ειδικών στοιχείων, με συνεχή επιτόπια έρευνα και παρατήρηση. Τα στοιχεία λήφθησαν το έτος 2003 (Παυλίδης 2003α, 2003β, 2004).

6 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΕΡΕΥΝΑΣ

Από την έρευνα προέκυψαν τα ακόλουθα αποτελέσματα που συνοπτικά δίνονται στον Πίνακα 3.

- η πλέον κατάλληλη τόσο από άποψη συνθηκών μήκους διαδρομής, γεωμετρίας κοιτών, τραχύτητας κοίτης, υδατοστερεοπαροχετευτικών κ.λ.π. στοιχείων, καθώς και στοιχείων ευρύτερης τοπιακής σύνθεσης είναι η διαδρομή Β-Γ του κλάδου Γράμμου. Τα στοιχεία της διαδρομής αυτής καθιστούν εξαιρετικά ενδιαφέρουσα την ανάπτυξη της, ως πεδίου άσκησης του Rafting και των άλλων μορφών άθλησης των εσωτερικών υδάτων, ενώ διαθέτει και στοιχεία για άλλες παράλληλες δραστηριότητες όπως canyoning, trekking κ.λ.π.
- η διαδρομή Α-Β του κλάδου Βιτσίου έκτός από τον πολύ μικρό βαθμό δυσκολίας στερείται σημαντικών στοιχείων που να την καθιστούν ελκυστική και συμφέρουσα
- οι διαδρομές Α-Β του κλάδου Βέλους, Α-Β του κλάδου Γράμμου και Γ-Δ του κλάδου Βιτσίου είναι οριακά ακατάλληλες με ελαφρώς καλύτερη τη διαδρομή Α-Β του κλάδου Γράμμου

Πίνακας 3. Αποτελέσματα της έρευνας των υπό εξέταση τμημάτων των κλάδων του Αλιάκμονα.

Χαρακτηριστικά στοιχεία	Κλάδος Βέλος	Κλάδος Γράμμος		Κλάδος Βιτσίου	
	Τμήμα Α-Β	Τμήμα Α-Β	Τμήμα Β-Γ	Τμήμα Α-Β	Τμήμα Γ-Δ
1.Μήκος διαδρομής L(km)	7,8	11,8	20,2	14,8	8,8
2. Κλίσεις κοίτης					
2.1 Μέση	3,7	3,9	5,9	3,0	3,3
2.2 Επικρατούσες	2,8-5,2	2,2-5,0	3,5-8,4	1,8-5,6	2,2-6,4
2.3 Μέγιστη (ακραία)	9,6	8,4	13,3	8,1	9,4
3. Γεωμετρία κοιτών					
3.1 Πλάτος b					
3.1.1 Μέσο	15,3	32,3	23,6	28,2	20,3
3.1.2 Ελάχιστο	7,2	18,6	12,7	15,7	14,2
3.1.3 Μέγιστο	28,4	52,9	37,8	34,9	38,6
3.2 Βάθος t					
3.2.1 Μέσο	0,68	0,59	0,76	0,44	0,53
3.2.2 Μέγιστο	1,42	1,42	1,88	1,18	1,38
3.3 Τραχύτητα κοίτης ks	28	30	24	37	28
3.4 Τραχύτητα ροής (m/s)					
3.4.1 Στο μέσο βάθος	2,2	1,8	2,8	1,4	1,6
3.4.2 Στο μέγιστο βάθος	3,3	3,1	3,9	2,5	3,0
4. Βαθμός δυσκολίας	1-3	1-3	2-5	1-2	1-3
5. Διάρκεια ημερών με παροχή ικανή για Rafting κ.λ.π. (ημέρες)	78	86	115	52	89

Κύριο στοιχείο της ακαταλληλότητας όλων των διαδρομών, πλην εκείνων του Γράμμου, είναι η μικρή χρονική διάρκεια επαρκούς κάλυψης των κοιτών με νερό για την άσκηση του Rafting. Το πρόβλημα αυτό είναι το κατεξοχήν πρόβλημα πολλών εξαιρετικών κατά τα άλλα χειμάρριων διαδρομών του ελλαδικού χώρου, που εμποδίζουν την αλματώδη εξάπλωση και τη διασπορά του Rafting σε ολόκληρο τον ελλαδικό χώρο. Για το λόγο αυτό προτείνεται σε κάθε περιοχή να αναζητηθούν και να βρεθούν ή να δημιουργηθούν κατάλληλες συνθήκες επιμήκυνσης της χρονικής διάρκειας του Rafting, τόσο στις ήδη κατάλληλες κοίτες, όσο και στις - με τις σημερινές συνθήκες - ακατάλληλες διαδρομές. Στο θέμα αυ¯ό θα επανέλθουμε συντόμως.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Παυλίδης Θ., 2003α. Διερεύνηση χειμαρρικών και υδατικών συνθηκών και σχεδιασμός υδρονομικής διευθέτησης του χειμάρρου Γέρμας. Ερευνητικό Έργο 20716 Επιτροπής Ερευνών Α.Π.Θ.

Παυλίδης Θ., 2003β. Σχεδιασμός πιλοτικών εφαρμογών αντιμετώπισης των υδατικών προβλημάτων του Δήμου Κορεστείων του Νομού Καστοριάς. Ερευνητικό Έργο 21346 Επιτροπής Ερευνών Α.Π.Θ.

Παυλίδης Θ., 2004. Έρευνα αντιμετώπισης των υδατικών προβλημάτων του Νομού Κοζάνης. Πιλοτικές εφαρμογές στο Δήμο Μουρικίου. Ερευνητικό Έργο 21400 Επιτροπής Ερευνών Α.Π.Θ.

Hopkinson, G.C., and Puja:i D., 1999. A factor analytic study of the sources of meaning in hedonic consumption. European Journal of Marketing 33(3): 273-294.

Tennessee Valley Authority, 2004. Πληροφορίες από την ιστοθέση www.tva.gov/river/recreation/ocoee.htm.

Trekking Hellas, 2004. Πληροφορίες από την ιστοθέση www.trekking.gr.

ABSTRACT

SUITABILITY STUDY OF ANO ALIAKMONAS RIVER BEDS FOR THE DEVELOPMENT OF RAFTING

Pavlidis T.[1], Demetriadis I.[2], Gaitatzis D.[2], and Tsioras P.[3]

[1] *Department of Forestry and Natural Resources, School of Geotechnical Sciences, Aristotle University of Thessaloniki, 546 21, Thessaloniki.*

[2] *Post graduate student, Aristotle University of Thessaloniki*

[3] *PhD student, Laboratoty of Wood Utilization, Department of Forestry and Natural Resources School of Geotechnical Sciences, Aristotle University of Thessaloniki, ptsioras@for.auth.gr*

The river and torrents sports (rafting, canoe kayak) have spread in Greece during the last years. These sports, with an increasing number of friends, are centered at Evinos and Aoos rivers, due to their hydrologic and geomorphologic suitability. The impressive routes, the fascination of these sports as well as their organization at different seasons (winter-spring season) create an increasing demand of new impressive routes, which will also fulfill the appropriate geomorphologic and hydrologic prerequisites.

The very exciting sport of rafting can act as an important factor for the development of alternative forms of inner tourism, in the context of supporting the less developed mountain areas in Greece.

This paper is investigating the suitability of the proposed routes in terms of geometry and morphology (width, length and inclinations of the river bed etc) as well as hydrology (sufficient water load movement for a long time which will reinsure the desired river bed, rainfall intensity etc).

All of the above are investigated in the context of achieving the high levels of satisfaction from the rafting experience and the connection of the suggested routes with their starting and finishing points.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσσαλονίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΟΡΜΟΥ ΠΑΛΑΜΑΡΙΟΥ (ΒΟΡΕΙΟΑΝΑΤΟΛΙΚΗ ΣΚΥΡΟΣ) ΚΑΤΑ ΤΟ ΑΝΩΤΕΡΟ ΟΛΟΚΑΙΝΟ

Παυλόπουλος Κ.[1], Καρύμπαλης Ε.[1], Καρκάνας Π.[2], Παρλαμά Λ.[3], Μάνος Ι.[3], Τριανταφύλλου Μ.[4] και Θεοχάρη Μ.[3]

[1] *Τμήμα Γεωγραφίας, Χαροκόπειο Πανεπιστήμιο, Ελ. Βενιζέλου 70 Καλλιθέα, 176 71 Αθήνα, kpavlop@hua.gr, karymi alis@hua.gr*

[2] *Εφορεία Παλαιοανθρωπολογίας - Σπηλαιολογίας Υπουργείο Πολιτισμού, Αρδήττου 34Β, 116 36 Αθήνα, pkark@eexi.gr*

[3] *Επιστημονική Επιτροπή Παλαμαρίου*

[4] *Τομέας Ιστορικής Γεωλογίας & Παλαιοντολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Αθηνών, mtriant@geol.uoa.gr*

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Ο όρμος Παλαμαρίου βρίσκεται στις βορειοανατολικές ακτές της Σκύρου. Πρόκειται για μια αρχαιολογικά σημαντική περιοχή, λόγω του προϊστορικού οικισμού που έφερε στο φως η αρχαιολογική σκαπάνη στο βόρειο τμήμα του όρμου. Για τη διερεύνηση της γεωμορφολογικής εξέλιξης της περιοχής πραγματοποιήθηκε η χαρτογράφηση των γεωμορφολογικών χαρακτηριστικών της παράκτιας και της υποθαλάσσιας ζώνης του όρμου, σε κλίμακα 1:5000. Για την παλαιογεωγραφική αναπαράσταση του όρμου μελετήθηκε η στρωματογραφία των αποθέσεων του Ολόκαινου της αλλουβιακής παράκτιας πεδιάδας που βρίσκεται δυτικά του όρμου και έγινε μικροπαλαιοντολογική - παλυνολογική ανάλυση σε συνδυασμό με τη ραδιοχρονολόγηση δειγμάτων από επιλεγμένους ορίζοντες ώστε να προσδιοριστούν οι παλαιο-περιβαλλοντικές συνθήκες απόθεσης. Το κύριο μορφολογικό χαρακτηριστικό της παράκτιας ζώνης είναι δύο σειρές beachrock από τις οποίες η πρώτη εκτείνεται σχεδόν σε όλο το μήκος του όρμου από την ακτογραμμή μέχρι βάθος -1.70 m ενώ η δεύτερη είναι βυθισμένη και εντοπίζεται στο νότιο μισό του όρμου σε βάθη από -1.90 m έως -2.90 m. Η μελέτη της μικροπανίδας και των γυρεόκοκκων οδήγησε στη διάκριση δύο στρωματογραφικών ενοτήτων. Η ανώτερη αντιπροσωπεύει ένα χερσαίο περιβάλλον απόθεσης και κυριαρχείται από την παρουσία αιολικών άμμων και ποτάμιων ιζημάτων. Η κατώτερη ενότητα αντιστοιχεί σε ένα υφάλμυρο περιβάλλον λιμνοθάλασσας που επικοινωνούσε με την ανοιχτή θάλασσα ενώ ήταν ταυτόχρονα προστατευμένη από ένα αμμώδες φράγμα. Η ραδιοχρονολόγηση έδειξε ότι η λιμνοθάλασσα αυτή λειτούργησε σίγουρα το χρονικό διάστημα από 3700 έτη BP έως 700 έτη BP, ενώ είναι πολύ πιθανό η ύπαρξή της να συνεχίστηκε και μεταγενέστερα.

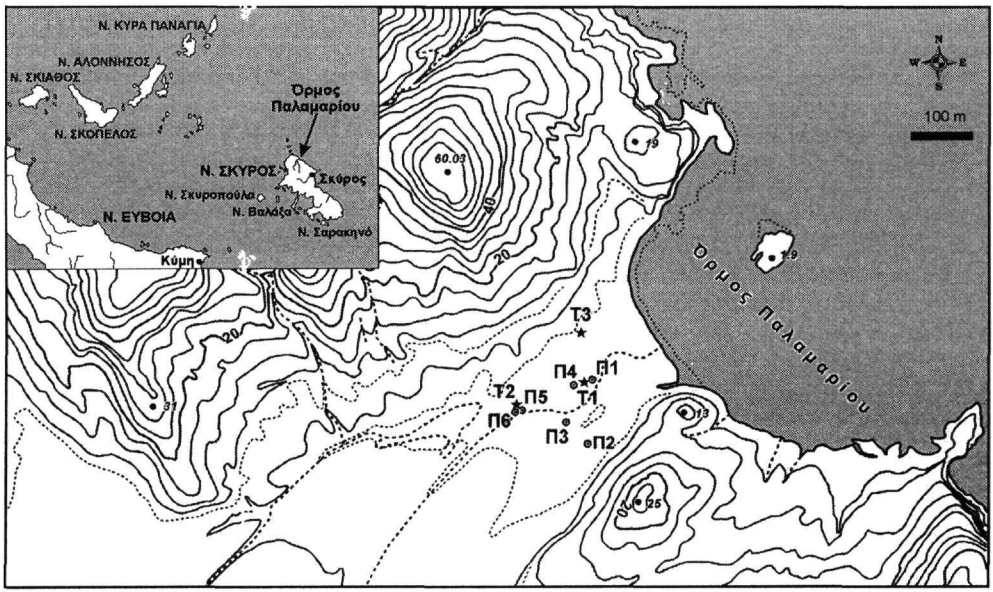
1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 Φυσικο-γεωγραφικά χαρακτηριστικά και αρχαιολογικά δεδομένα

Ο όρμος Παλαμαρίου βρίσκεται στο βορειοανατολικό τμήμα της Σκύρου που ανήκει στις βόρειες Σποράδες (Σχ. 1). Στον όρμο εκβάλλει ένα μικρό ρέμα με διεύθυνση ροής από νοτιοδυτικά προς τα βορειοανατολικά. Το υδρογραφικό δίκτυο του ρεύματος αυτού αποστραγγίζει μια μεγάλη έκταση του βορειοανατολικού τμήματος του νησιού. Στην περιοχή των εκβολών έχει διαμορφωθεί μια παράκτια αλλουβιακή πεδιάδα με την κοίτη του ρέματος να αναπτύσσει μαιανδρική μορφή λίγο πριν την εκβολή.

Η περιοχή παρουσιάζει ιδιαίτερο αρχαιολογικό ενδιαφέρον. Το 1979 επισημάνθηκαν πρώτη φορά τα επιφανειακά κατάλοιπα μια προϊστορικής εγκατάστασης στο βόρειο τμήμα του όρμου. Η ανασκαφή άρχισε ως δοκιμαστική το 1981 και συνεχίστηκε από το 1985 ως συστηματική και απεκάλυψε την ύπαρξη ενός οχυρωμένου παράλιου οικισμού της Πρώιμης και της Μέσης Χαλκοκρατίας, ο

οποίος ιδρύθηκε λίγο πριν από τα μέσα της 3ης χιλιετίας π.Χ. και συνέχισε να ζει αδιάκοπα έως τα μέσα του 17ου π.Χ. αιώνα.



Σχήμα 1. Τοπογραφικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής του όρμου Παλαμαρίου όπου απεικονίζονται οι θέσεις των γεωτρήσεων και των τάφρων (οι γεωτρήσεις απεικονίζονται με κύκλο και το γράμμα Π και οι τάφροι με αστεράκι και το γράμμα Τ).

Έκτοτε η θέση πρέπει να εγκαταλείφθηκε οριστικά ως χώρος κατοίκησης, και τα ερείπια καλύφθηκαν από αιολικές αποθέσεις άμμου. Ο οικισμός που σώζεται σήμερα βρίσκεται σε ένα λόφο με υψόμετρο 19 m και έχει έκταση 17 στεμμάτων. Το πιο εντυπωσιακό στοιχείο που κατέστησε αναγκαία την έρευνα, προστασία και ανάδειξη του οικισμού αυτού είναι η οχύρωση, ο βασικός τύπος της οποίας (τείχος, προμαχώνες, προτείχισμα) είναι γνωστός στην Ελλάδα κυρίως από το Καστρί της Σύρου, απαντά όμως και σε άλλες θέσεις του Αιγαίου καθώς και σε όλη την περιοχή της Μεσογείου κατά την 3η χιλιετία π.Χ. Στο Παλαμάρι η οχύρωση είναι περισσότερο σύνθετη και έχει μια μακρά διάρκεια μέσα στο χρόνο, με διαδοχικές προσθήκες, μετατροπές και επισκευές, που αποδεικνύουν τη χρήση της και στη Μ.Χ. περίοδο. Η παρουσία της στο Παλαμάρι από τα μέσα της 3ης χιλιετίας π.Χ. αποδεικνύει, σε συνδυασμό και με άλλα στοιχεία, την ύπαρξη εκεί μιας οργανωμένης κοινωνίας που παράγει και διακινεί αγαθά, και είναι ικανή να σχεδιάσει και να εκτελέσει ένα τέτοιο μεγάλο δημόσιο έργο για να υπερασπιστεί τον ρόλο της στο Αιγαίο, καθώς η θέση αυτή ήταν ασφαλώς ένας σταθμός στις θαλάσσιες οδούς μεταφοράς της πρώτης ύλης και της επεξεργασίας των μετάλλων.

Επιχειρείται η διερεύνηση της γεωμορφολογικής εξέλιξης της ευρύτερης περιοχής του όρμου και μια πρώτη προσέγγιση της αναπαράστασης των διαδοχικών παλαιο-περιβαλλοντικών συνθηκών από την περίοδο που άρχισε η παρακμή του οικισμού μέχρι σήμερα. Τέλος με το συνδυασμό των αρχαιολογικών, γεωμορφολογικών και στρωματογραφικών δεδομένων των αποθέσεων του Ανώτερου Ολόκαινου χαράσσεται η ακτογραμμή του 2800 π.Χ. (την περίοδο που ο οικισμός λειτουργούσε ακόμη).

1.2 Κλίμα – Γεωλογία - Τεκτονική

Η μέση ετήσια θερμοκρασία στη Σκύρο ανέρχεται σε 16 °C με μέγιστη τιμή 25 °C τον Ιούλιο και ελάχιστη 6 °C τον Ιανουάριο. Τα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα έχουν μέση ετήσια τιμή 600 mm με τη μέγιστη τιμή να σημειώνεται το μήνα Ιανουάριο και την ελάχιστη τον Ιούλιο.

Η ευρύτερη περιοχή της βόρειας Σκύρου ανήκει στην Πελαγονική γεωτεκτονική ενότητα. Οι γεωλογικοί σχηματισμοί που απαντούν στην περιοχή (Σχ. 2) είναι οι ακόλουθοι:

Ασβεστιτικοί σχιστόλιθοι, σερικιτικοί φυλλίτες και κυανοσχιστόλιθοι με μεταγραουβάκες, λατυποπαγή και παρεμβολές μεταηφαιστιτών (Melentis 1973, Baltatzis 1988). Καταλαμβάνουν την περιοχή δυτικά της αρχαιολογικής θέσης. Ο γεωλογικός αυτός σχηματισμός ανήκει στο Ηωελληνικό τεκτονικό κάλυμμα, το οποίο βρίσκεται επωθημένο στους σχηματισμούς της Ανω-Κρητιδικής Πελαγονικής σειράς. Στην περιοχή μελέτης οι σχιστόλιθοι μπορούν να χαρακτηρισθούν σαν ασβεστιτικοί με ενστρώσεις πυριτιόλιθων (ΙΓΜΕ 1989). Τέμνονται από δύο συστήματα διακλάσεων κάθετων μεταξύ τους και κατά θέσεις είναι καλυμμένοι από κρούστες μικριτικού ασβεστίτη (ΙΓΜΕ 1989, Kissel et al. 1986a, Kissel et al. 1986b).

Υπάρχουν επίσης αποθέσεις του Νεογενούς που αποτελούνται από εναλλαγές ψαμμιτών, κροκαλοπαγών και μαργών (Melentis 1973). Εμφανίζονται στο λόφο του αρχαίου οικισμού και στο βόρειο ακρωτήριο του όρμου.

Χαρακτηριστική είναι η εμφάνιση ασβεστιτικών ψαμμιτών (αιολιανιτών) στην περιοχή, που καλύπτουν σε αρκετές θέσεις το σχηματισμό του Νεογενούς.

Η παράκτια πεδιάδα των εκβολών του ρέματος καλύπτεται από χαλαρές Ολοκαινικές αμμώδεις αποθέσεις. Η άφθονη άμμος, που πιθανά προέρχεται από την αποσάθρωση των ασβεστιτικών ψαμμιτών και τη διάβρωση των ακτών, αναδιανέμεται από το σύγχρονο ανεμολογικό καθεστώς της ευρύτερης περιοχής του όρμου σχηματίζοντας θίνες που καταλαμβάνουν μεγάλη έκταση της παράκτιας πεδιάδας ενώ καλύπτουν ακόμη και τους ασβεστιτικούς σχιστόλιθους σε υψόμετρο 30 m.

Στην ευρύτερη περιοχή εμφανίζονται δύο συστήματα ρηγμάτων. Ένα παλιότερο με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ και ένα μεταγενέστερο με διεύθυνση ΑΒΑ-ΔΝΔ (Ζέρβας & Παντζίρης 1978, ΙΓΜΕ 1989, Kissel et al. 1986a)

2 ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Για τη διερεύνηση της γεωμορφολογικής εξέλιξης της περιοχής και την παλαιογεωγραφική αναπαράσταση της περιοχής του όρμου στην περίοδο του τέλους της ακμής του οικισμού πραγματοποιήθηκε η λεπτομερής γεωμορφολογική χαρτογράφηση της παράκτιας και υποθαλάσσιας ζώνης του όρμου καθώς και η στρωματογραφική και μικροπαλαιοντολογική και παλυνολογική μελέτη, σε συνδυασμό με τη ραδιοχρονολόγηση των αποθέσεων του Ανώτερου Ολόκαινου της αλλουβιακής παράκτιας πεδιάδας που βρίσκεται δυτικά του όρμου.

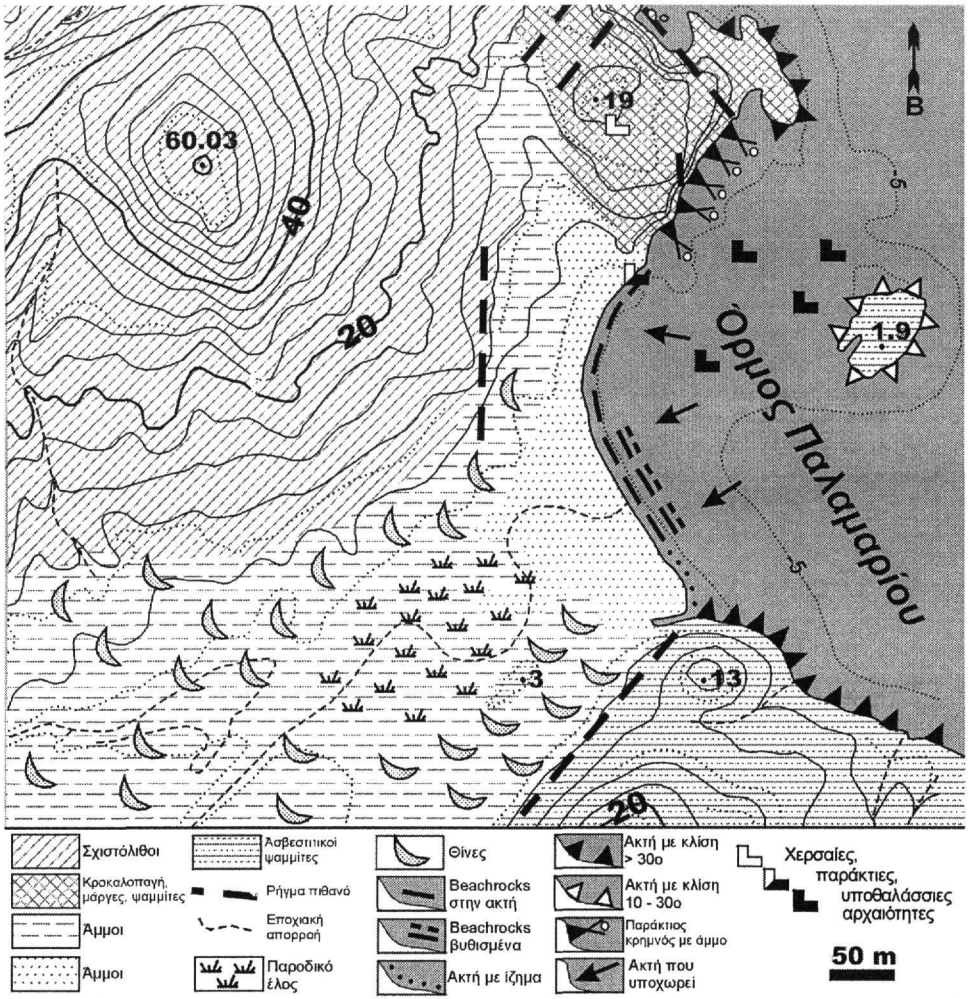
Η γεωμορφολογική χαρτογράφηση έγινε σε τοπογραφικό χάρτη της Γεωγραφικής Υπηρεσίας Στρατού κλίμακας 1:50(0. Αποτυπώθηκαν τα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά της παράκτιας αλλουβιακής πεδιάδας, της ακτογραμμής του όρμου καθώς και του υποθαλάσσιου χώρου μέχρι βάθους -10 μέτρων. Κατά μήκος του όρμου σε δώδεκα (12) επιλεγμένες θέσεις, που απείχαν μεταξύ τους 20 m, σχεδιάστηκαν λεπτομερείς τομές παραλίας καλύπτοντας σχεδόν όλο το μήκος της ακτογραμμής (Desruelles et al.2004).

Για τη μελέτη της στρωματογραφίας των αποθέσεων του Ανώτερου Ολόκαινου της πεδιάδας πραγματοποιήθηκαν σε επιλεγμένες θέσεις έξι (6) γεωτρήσεις μικρού βάθους, με χειροκίνητο γεωτρύπανο. Επιπλέον διανοίχτηκαν τρεις (3) τάφροι (Σχ. 1). Σε κάθε μια από τις εννέα (9) θέσεις αποτυπώθηκε η στρωματογραφία των αποθέσεων, έγινε η οπτική κοκκομετρική κατηγοριοποίηση των ιζημάτων των διαφόρων στρωμάτων της ακολουθίας και χαρακτηρίστηκε το χρώμα τους βάσει της κλίμακας Munsell. Ελήφθησαν συνολικά σαράντα τρία (43) δείγματα ιζημάτων από διάφορους ορίζοντες με σκοπό την μικροπαλαιοντολογική και παλυνολογική τους ανάλυση ώστε να αποτυπωθούν οι παλαιοπεριβαλλοντικές συνθήκες απόθεσης. Από επιλεγμένους στρωματογραφικούς ορίζοντες πλούσιους σε οργανικό υλικό, ελήφθησαν δείγματα για ραδιοχρονολόγηση. Έγιναν δύο ραδιοχρονολογήσεις στα εργαστήρια BETA ANALYTICS με τη μέθοδο του ^{14}C (συγκεκριμένα με τη μέθοδο του επιταχυντή AMS) και έδωσαν ηλικίες 1750 π.Χ. και 1235 μ.Χ.

3 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Στο χάρτη του Σχήματος 2 απεικονίζονται τα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά της περιοχής. Η παράκτια αλλουβιακή πεδιάδα δυτικά του όρμου, είναι αποτέλεσμα της απόθεσης των φερτών υλών ενός από τα μεγαλύτερα υδρογραφικά δίκτυα του νησιού που αποστραγγίζει σημαντική έκταση του βορειοανατολικού του τμήματος. Η κεντρική κοίτη του δικτύου είναι περιοδικής ροής και σημα-

ντικό μέρος της παροχής του στο τμήμα της αλλουβιακής πεδιάδας 500 περίπου μέτρα πριν τις εκβολές προέρχεται από εκφορτήσεις υπόγειων υδροφόρων.

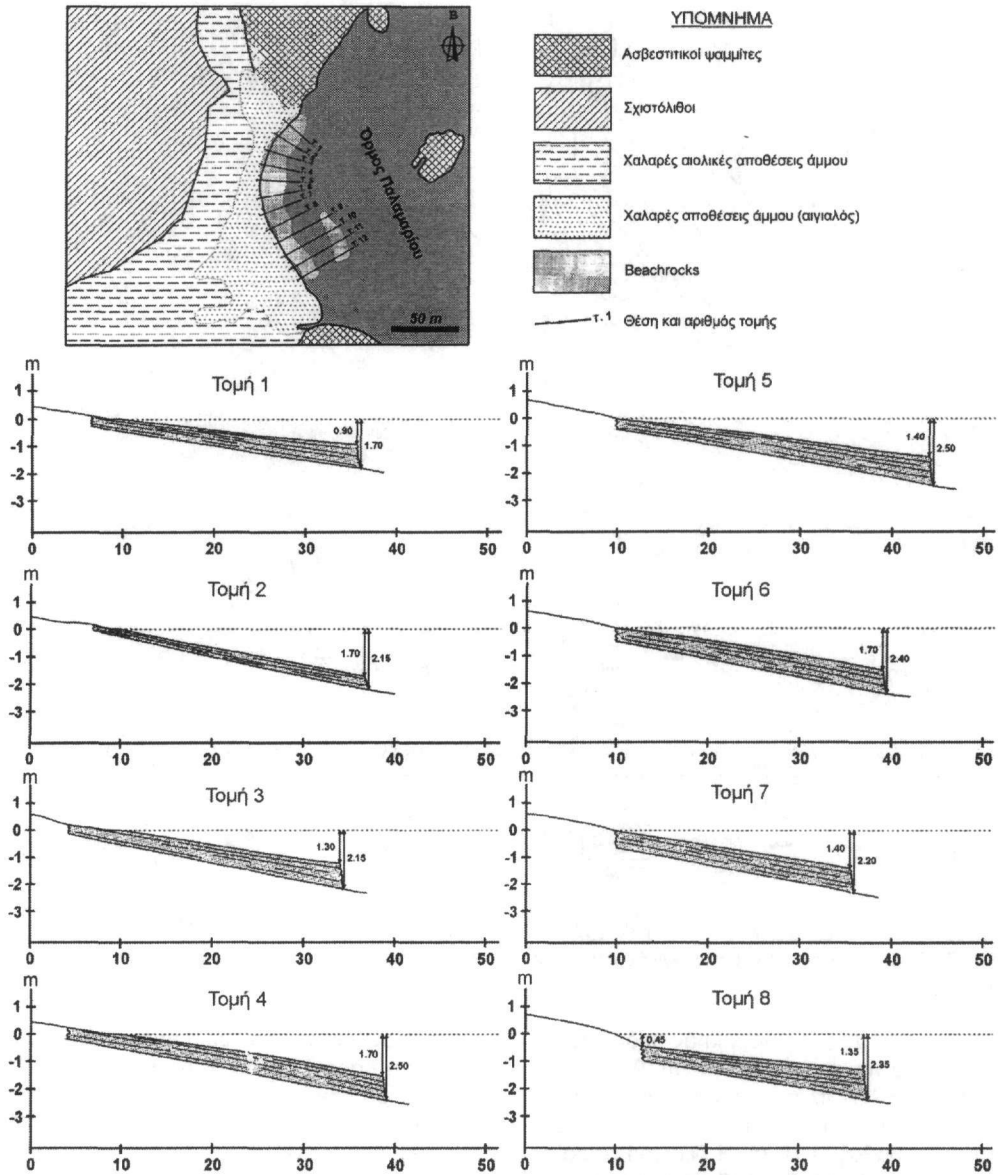


Σχήμα 2. Γεωμορφολογικός και γεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής του αρχαιολογικού χώρου Παλαμαρίου.

Μεγάλη έκταση της παράκτιας πεδιάδας καλύπτεται από αμμοθίνες. Το κύριο μορφολογικό χαρακτηριστικό του παράκτιου και υποθαλάσσιου χώρου είναι η παρουσία δύο σειρών beachrock. Η πρώτη σειρά έχει πλάτος ανάπτυξης 20 - 35 m στο μεγαλύτερο μήκος του όρμου. Εκτείνεται κατά μήκος της ακτογραμμής ή κατά θέσεις μέχρι 0.5 m πάνω από την ακτογραμμή ή -0.45 m κάτω από αυτή μέχρι βάθος -1.70 m. Η δεύτερη σειρά beachrock είναι βυθισμένη και εκτείνεται από βάθη -1.90 m έως -2.90 m. Εντοπίζεται στο νότιο μισό τμήμα του όρμου και έχει πλάτος ανάπτυξης 15 - 20 m, όπως φαίνεται στις τομές των Σχημάτων 3 και 4 απαντάται μόνο στις τομές 9, 10, 11 και 12 που είναι και οι νοτιότερες. Οι πάγκοι είναι έντονα διαρρηγμένοι και ισχυρά μετατοπισμένοι κατά θέσεις.

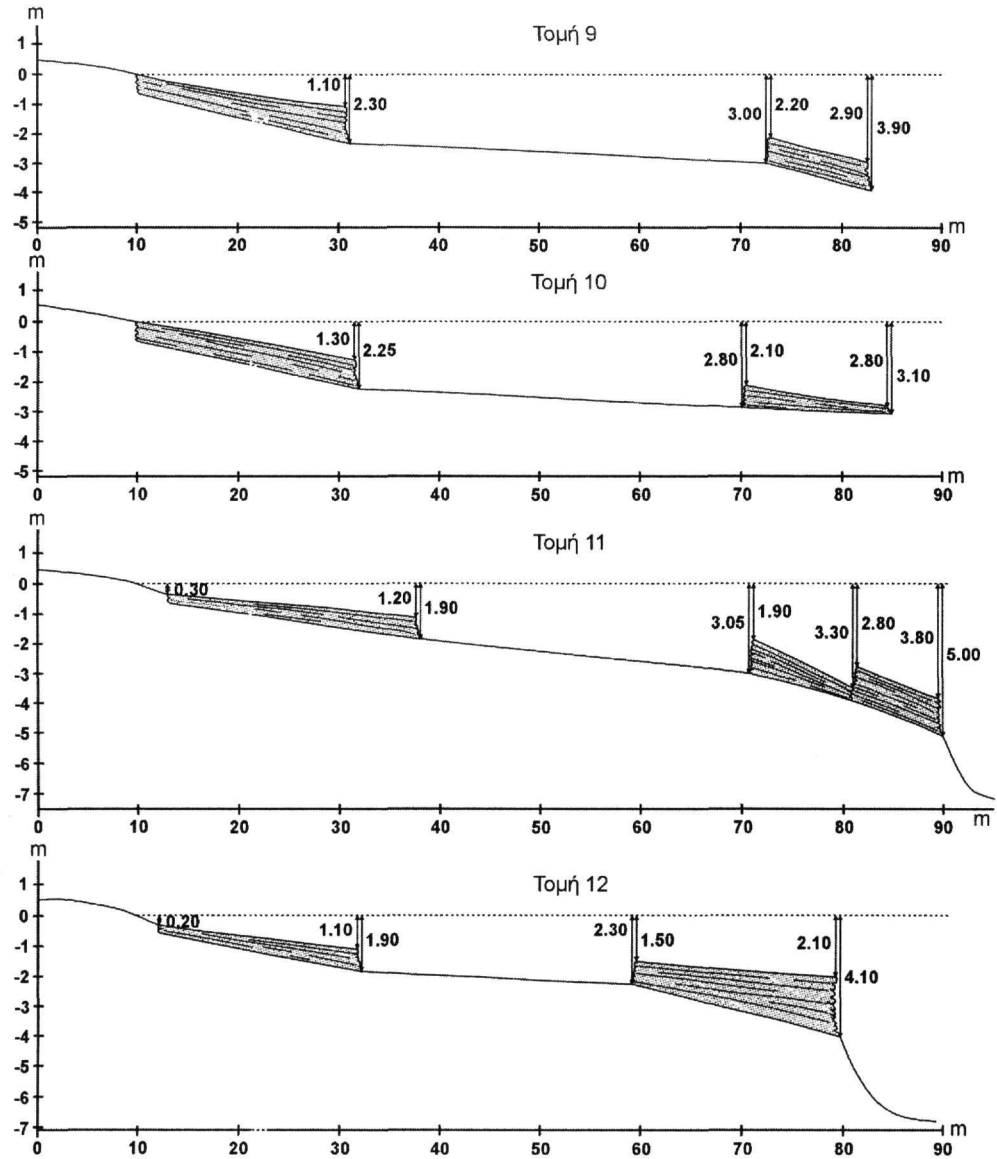
Στο βόρειο τμήμα του όρμου διαπιστώθηκε η ύπαρξη βυθισμένων υπολειμμάτων δομικών υλικών, κτισμάτων και κατασκευών. Οι κατεστραμμένες αυτές βυθισμένες κατασκευές εντοπίζονται σε διάφορα βάθη από -0.5 έως περίπου -4 m και αποτελούν υπολείμματα του ανατολικότερου τμήματος του οικισμού και μαρτυρούν ότι η έκτασή του ήταν μεγαλύτερη από τα σωζόμενα σήμερα 17 στρέμματα. Υπόλειμμα του ακρωτηρίου που δημιουργούσε ένα προστατευμένο κόλπο είναι η μικρή

βραχονησίδα που βρίσκεται στο μέσο του όρμου. Περιμετρικά της νησίδας παρατηρήθηκαν υποθαλάσσιες επιφάνειες διάβρωσης σε βάθη -1.5 και -2.5 m αντίστοιχα, με πλάτος ανάπτυξης περίπου 30 m. Οι βυθισμένες αυτές επιφάνειες θαλάσσιας διάβρωσης υποδηλώνουν στάθμες θάλασσας του παρελθόντος.



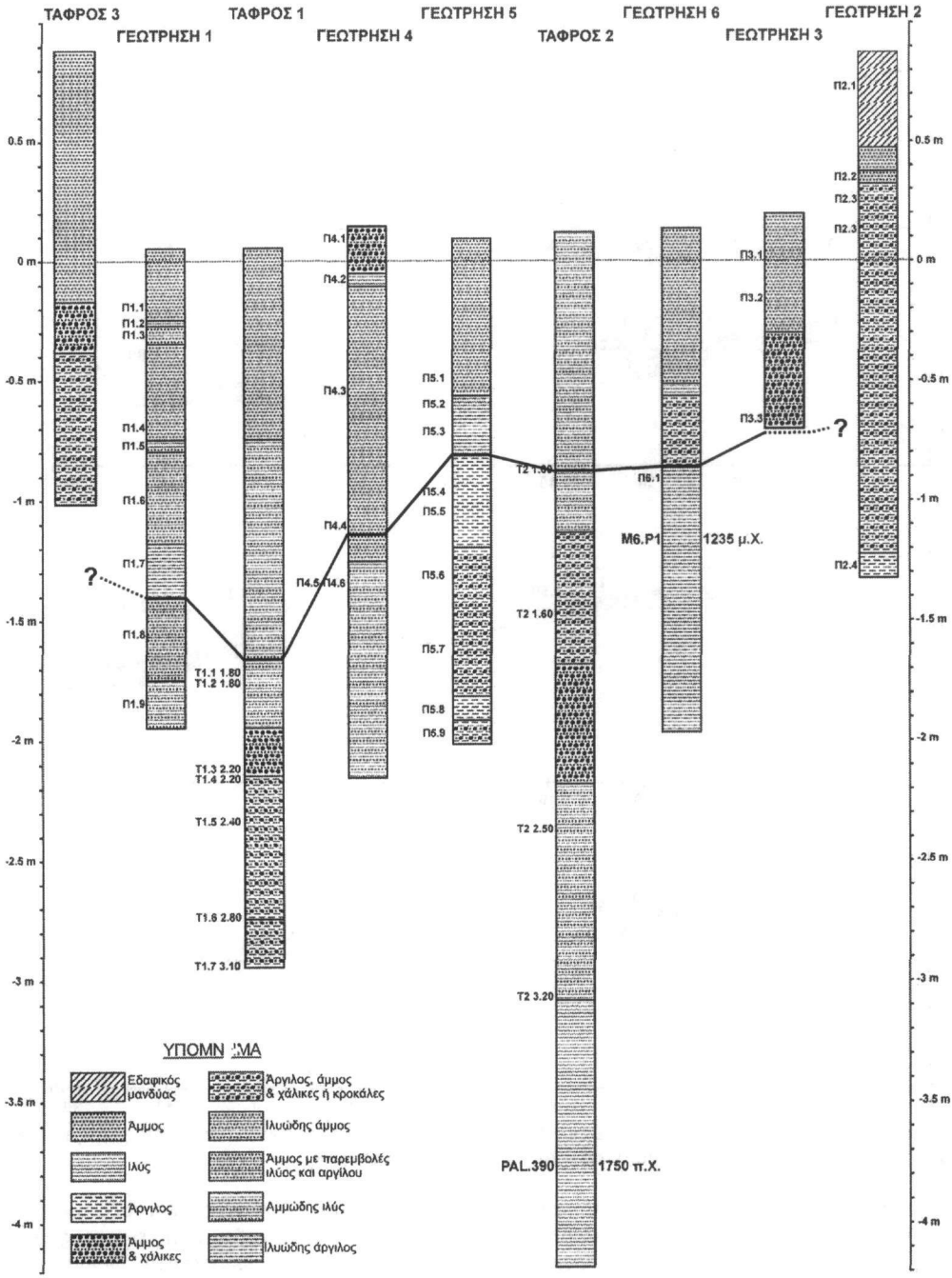
Σχήμα 3. Τομές αιγιαλού με αριθμό από 1 έως 8. Οι θέσεις των τομών φαίνονται στον ένθετο χάρτη του σχήματος.

Η στρωματογραφία των Ολοκαινικών αποθέσεων της παράκτιας πεδιάδας φαίνεται στις τομές του Σχήματος 5. Οι τομές που αντιστοιχούν στις εννέα θέσεις έχουν τοποθετηθεί βάσει του απόλυτου υψομέτρου τους και η οριζόντια γραμμή αντιστοιχεί στη σημερινή στάθμη της θάλασσας. Η μελέτη της μικροπανίδας και των γυρεοκόκκων των δειγμάτων ιζημάτων οδήγησε στο διαχωρισμό δύο κύριων χαρακτηριστικών ιζηματολογικών ενοτήτων.



Σχήμα 4. Τομές αιγιαλού με αριθμό από 9 έως 12. Οι θέσεις των τομών φαίνονται στον ένθετο χάρτη του σχήματος 3. Στις τομές αυτές αναπαριστάται και η βυθισμένη σειρά beachrocks.

Η στρωματογραφικά ανώτερη ενότητα αποτελείται κυρίως από εναλλαγές καλά ταξινομημένων άμμων και άμμων με κροκάλες. Η μικροπαλαιοντολογική ανάλυση δειγμάτων της ενότητας αυτής έδειξε την παρουσία ειδών τρηματοφόρων (*Elphidium crispum*, *Peneroplis pertusus*, *Quinqueloculina triangularis*) σε συνδυασμό με *Rosalina bradyii*, *Rosalina sp.*, *Cibicides lobatulus*, *C refulgens,* που αποτελούν ένδειξη ενός παράκτιου θαλάσσιου περιβάλλοντος. Τα περισσότερα από τα τρηματοφόρα δεν φαίνεται να αποτελούν in situ συγκεντρώσεις αλλά δείχνουν επεξεργασία από παράκτιες και αιολικές διεργασίες. Από τα δείγματα της ενότητας αυτής λείπουν τελείως είδη οστρακωδών εκτός του δείγματος Τ2-1.00 της τάφρου 2 όπου υπάρχουν τα είδη *I.Gibba*, *I bradyi*



Σχήμα 5. Στρωματογραφικές τομές των έξι γεωτρήσεων που πραγματοποιήθηκαν και των τριών τάφρων που διανοίχτηκαν. Στις τομές φαίνονται οι θέσεις των δειγμάτων που ελήφθησαν για μικροπαλαιοντολογική ανάλυση καθώς και τα δείγματα για ραδιοχρονολόγηση με τις αντίστοιχες ηλικίες που έδωσαν.

και *C. salinus*. Ο συνδυασμός των ειδών αυτών είναι ενδεικτικός ενός πολύ ρηχού περιβάλλοντος γλυκών νερών γεγονός το οποίο σημαίνει ότι τα δείγματα αυτά βρίσκονταν σε περιοχές πηγών (εκ-

φορτήσεις γλυκών νερών). Η παλυνολογική εξέταση δειγμάτων της ανώτερης αυτής ενότητας ιζημάτων έδειξε την παρουσία χλωρίδας ανθεκτικής στη διάβρωση Compositae liguliflorae καθώς και την παρουσία αρκετών κοπρόφιλων μυκήτων (*Sodaria* - type 55A *Sporomiella* like-type 112) που αποτελούν ένδειξη κτηνοτροφικών δραστηριοτήτων.

Η στρωματογραφικά κατώτερη ενότητα αποτελείται κυρίως από λεπτομερείς αποθέσεις. Στα ιζήματα της ενότητας αυτής είναι χαρακτηριστική η παρουσία ειδών οστρακωδών (*Cyprideis torosa*, *Cyprinotus salinus*, *Ilyocypris gibba*, *I. bradyi*). Ο συνδυασμός των ειδών αυτών υποδηλώνει ένα ολιγόαλο – ελαφρώς μεσόαλο περιβάλλον και μια περιοδική επικοινωνία με την ανοικτή θάλασσα. Στην ενότητα αυτή είναι παρόντα λίγα μόνο τρηματοφόρα (*Cibicides refulgens*, *Elphidium crispum*, *Peneroplis pertusus*, *Rosalina sp.*, *R. Bradyii*, *Quinqueloculina triangulari* και *Trichohyalus aguayoi*). Το *Trichohyalus aguayoi* θεωρείται ένα είδος υφάλμυρων νερών που χαρακτηρίζει ένα ολιγόαλο περιβάλλον με επίδραση εισροών γλυκών νερών. Τα άλλα είδη τρηματοφόρων είναι ενδεικτικά ενός παράκτιου περιβάλλοντος, η κακή όμως κατάσταση των κελυφών τους υποδηλώνουν επεξεργασία από θαλάσσιες διεργασίες. Η ενότητα αυτή χαρακτηρίζεται από την παρουσία μιας ανοικτής θαμνώδους βλάστησης. Η παρουσία καλλιεργειών είναι έντονη και υποδηλώνεται από γυρεόκοκκους δημητριακών (*Cerealia* type) καθώς και την ύπαρξη *Puccinia* teleutospores και δευτερευόντως *Polygonum aviculare*, *Centaurea cyanus*. Η παρουσία αρκετών κοπρόφιλων μυκήτων (*Sordaria* – type 55A, *Sporomiella* like-type 112) δείχνει κτηνοτροφική δραστηριότητα. Τα δείγματα από τα κατώτερα ιζήματα (κάτω από τα 2.20 m) της στρωματογραφικής κολώνας της τάφρου 2 χαρακτηρίζονται από την περιορισμένη παρουσία ειδών οστρακωδών (*Candona neglecta*, *Ilyocypris gibba*) που δείχνουν ένα αβαθές περιβάλλον γλυκών νερών όπως αυτό που κυριαρχείται από στάσιμα νερά που αποξηραίνονται περιοδικά και λίμνες πλούσιες σε βλάστηση. Η παλυνολογική ανάλυση έδειξε μια τυπική βλάστηση Μεσογειακού χαρακτήρα καθώς και έντονη ανθρώπινη δραστηριότητα με ενδείξεις καλλιεργειών.

Στον Πίνακα 1 φαίνονται τα δείγματα που ελήφθησαν από την τάφρο 2 και τη γεώτρηση 6 για ραδιοχρονολόγηση καθώς και οι ηλικίες που έδωσαν.

Πίνακας 1. Δείγματα ραδιοχρονολόγησης από τις αποθέσεις της παράκτιας αλλουβιακής πεδιάδας δυτικά του όρμου Παλαμαρίου.

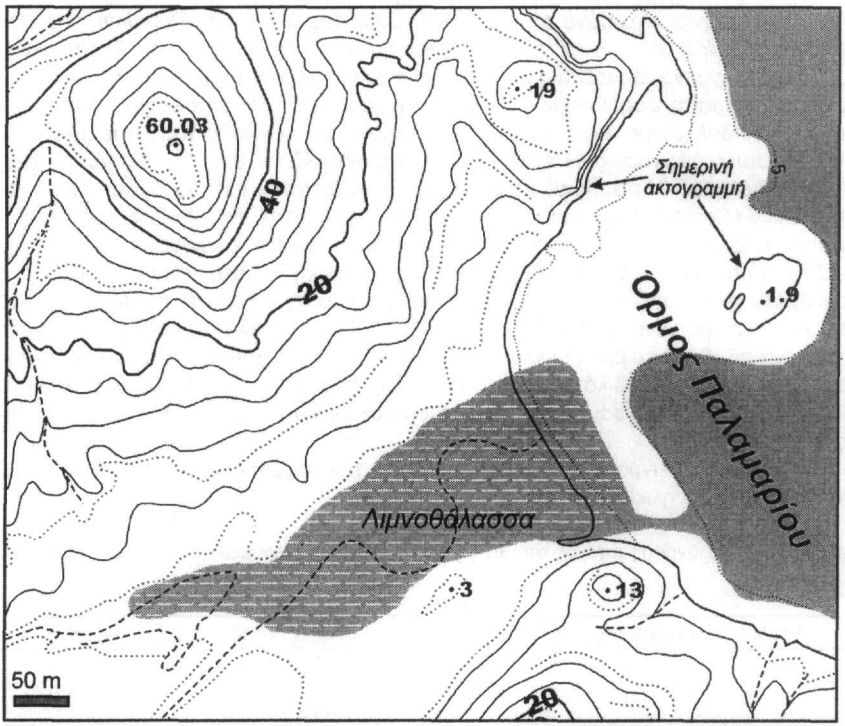
Κωδικός δείγματος	Απόλυτο υψόμετρο λήψης	Βάθος λήψης	Παρατηρήσεις	Ηλικία
M6P1	-1.17	-1.29	Δείγμα ιζήματος πλούσιο σε οργανικό υλικό	1235 μ.Χ.
PAL390	-3.78	-3.89	Δείγμα ιζήματος πλούσιο σε οργανικό υλικό	1750 π.Χ.

4 ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΟΡΜΟΥ

Τα αρχαιολογικά δεδομένα, οι παράκτιες και υποθαλάσσιες γεωμορφολογικές παρατηρήσεις, η μικροπαλαιοντολογική και παλυνολογική ανάλυση δειγμάτων ιζημάτων καθώς και οι ραδιοχρονολογήσεις των αποθέσεων του Ανώτερου Ολόκαινου της παράκτιας πεδιάδας νοτιοδυτικά του αρχαίου οικισμού οδήγησαν στις εξής διαπιστώσεις σχετικά με την εξέλιξη του περιβάλλοντος της ευρύτερης περιοχής του όρμου:

Η ακτογραμμή του όρμου την περίοδο του 2800 π.Χ. βρισκόταν ανατολικά της σημερινής κατά περίπου 75 μέτρα στη θέση της σημερινής εκβολής του υδάτινου ρεύματος και κατά περίπου 150 μέτρα νοτιότερα του χώρου των ανασκαφών (Σχ. 6). Το νησί στο μέσον του όρμου ήταν ενωμένο με την ξηρά και αποτελούσε ακρωτήριο που εκτεινόταν νοτιοανατολικά του λόφου του αρχαίου οικισμού, όπως μαρτυρά η ύπαρξη βυθισμένων αρχαίων οστράκων και δομικών υλικών στον υποθαλάσσιο χώρο μεταξύ του νησιού και του χώρου των ανασκαφών. Συνεπώς την περίοδο αυτή ο όρμος ήταν προστατευμένος από τους βορειοανατολικούς ανέμους και είχε άνοιγμα προς τα νοτιοανατολικά και αρκετά νοτιότερα της σημερινής θέσης των ανασκαφών. Νοτιοδυτικά του αρχαιολογικού χώρου υπήρχε μια λιμνοθάλασσα που λειτούργησε από 3700 έτη (BP) πριν από σήμερα μέχρι και 710 έτη (BP) πριν από σήμερα όπως προκύπτει από τις ραδιοχρονολογήσεις των δειγμά-

των από τις αποθέσεις της παράκτιας πεδιάδας. Η λειτουργία της λιμνοθάλασσας θεωρείται πολύ πιθανό να συνεχίστηκε μέχρι και δύο αιώνες πριν από σήμερα. Η έκταση της λιμνοθάλασσας δεν είναι δυνατό να προσδιορισθεί με ακρίβεια λόγω του περιορισμένου αριθμού τάφρων και γεωτρήσεων δειγματοληψίας. Η έκτασή της δεν παρέμενε σταθερή αλλά αυξομειωνόταν σημαντικά. Ήταν προστατευμένη από ένα παράκτιο αμμώδες φράγμα όπως δείχνει η δεύτερη - βυθισμένη σειρά beachrock σε βάθος –2.90 μέτρα. Η επικοινωνία της με την ανοιχτή θάλασσα γινόταν μέσω φυσικής διόδου που πιθανά ήταν οι τότε εκβολές του ρέματος (Σχ. 6).



Σχήμα 6. Χάρτης που αναπαριστά την πιθανή μορφολογία της περιοχής του όρμου το 2800 π.Χ.

Αναγνωρίζονται δύο κύριες στρωματογραφικές ενότητες. Η ανώτερη αντιστοιχεί σε ένα παράκτιο περιβάλλον όπου επικρατούν έντονες παράκτιες και αιολικές διεργασίες ενώ η κατώτερη στρωματογραφική ενότητα χαρακτηρίζει ένα ολιγόαλο περιβάλλον που επικοινωνούσε περιοδικά με την ανοικτή θάλασσα ενώ παράλληλα χαρακτηρίζεται από έντονη ανθρώπινη δραστηριότητα (κτηνοτροφία, καλλιέργειες).

Το παλυνολογικό φάσμα των δειγμάτων ιζημάτων των ανώτερων οριζόντων της ακολουθίας του Ολόκαινου δίνει την εικόνα μιας ανοικτής ξηρής βλάστησης, με αραιά πεύκα, που κυριαρχείται από ποώδη φυτά που φύονται σε χέρσους και πετρώδεις τόπους, φυτά δηλαδή χωρίς ιδιαίτερες εδαφικές απαιτήσεις. Η μεγάλη παρουσία μυκήτων και η απουσία φυκών ή δινομαστιγωτών υποδηλώνει ένα χερσαίο περιβάλλον. Επιπλέον η μεγάλη παρουσία κοπρόφιλων μυκήτων υποδηλώνει την αυξημένη παρουσία ζώων στην περιοχή που μπορούν να συσχετιστούν με την παρουσία ανθρώπινης δραστηριότητας (κτηνοτροφία).

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Baltatzis E. 1988. Distribution of elements between coexisting phengite and chlorite from low grade rocks from Skyros island, Greece. Bull. Geol. Soc. Greece, XX/2, 293-303.

Desruelles S., Fouache E.. Pavlopoulos K., Dalongeville R., Peulvast J.P., Coquinot Y. & Potdevin J.L. 2004. Beachrock and recent sea-level changes on Mykonos, Delos and Rhenia islands (Cyclades, Greece). Géomorphologie, 1, 5-18.

Ζέρβας Σ. & Παντζίρης Δ. 1978. Εφαρμογή γεωχημικής διασκοπήσεως ιζημάτων υδρογραφικού δικτύου εκ της περιοχής «Μαυρώνα» ΐ\ Σκύρου. Annales Geologiques des pays Helleniques, XXIX/2, 463-476.
ΙΓΜΕ. 1989. Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας κλίμακας 1:50000. Φύλλο Σκύρος.
Kissel C., Laj C., Poisson A., Savascin Y., Simeakis K. & Mercier J. L. 1986a. Paleomagnetic evidence for Neogene rotational deformation in the Aegean domain. Tectonics, 5(5), 783-795.
Kissel C., Laj C. & Mazaud A. 1986b. First paleomagnetic results from Neogene formations in Evia, Skyros and the deformation of central Aegean. Geophysical Research letters, 13(13), 1446-1449.
Melentis J. 1973. The geology of Skiros. Bull. Geol. Soc. Greece, X(2), 298-322.
Ψιλοβίκος, Α. & Συρίδης, Γ., 1997. Η αρχαϊκή πόλη των Αβδήρων Α: Γεωμορφολογικές Έρευνες Πρακτικά 2ου Διεθνούς Συνεδρίου Θρακικών Σπουδών, II, 707-714.

ABSTRACT

GEOMORPHIC EVOLUTION OF THE PALAMARI BAY (NORTHEASTERN SKYROS ISLAND) DURING LATE HOLOCENE

Pavlopoulos K.[1], Karymbalis E.[1], Karkanas P.[2], Parlama L.[3], Manos I.[3], Triantaphyllou M.[4] and Theochari M.[3]

[1] *Department of Geography, Harokopio University, El. Venizelou Av. 70, Kallithea, 176 71, Athens, Greece, kpavlop@hua.gr , karymbalis@hua.gr*

[2] *Ephoreia of Palaeoanthropology-Speleology, Ardittou 34b, 116 36 Athens, Greece, pkark@eexi .gr*

[3] *Palamari Archaeological site committee.*

[4] *University of Athens, Faculty of Geology, Department of Hist. Geology-Paleontology, Panepistimioupolis, 157 84 Athens, Greece, mtriant@geol.uoa.gr*

Palamari bay is located on the northeastern coast of Skyros island (Sporades islands, Aegean sea). The area is of fundamental archaeological interest because of a prehistoric archaeological site, located at the northern part of the bay. In order to investigate the geomorphic evolution of the broader area a detailed geomorphological mapping of the coastal and submarine area of the bay at a scale 1:5000 was carried out. Additionally the stratigraphy of the late Holocene sediments was studied and micropaleontological and palynological study of collected samples from the deposits of the coastal alluvial plain as well as radiocarbon dating of selected layers rich in organic material were done. The main morphological features of the coastal zone are two beachrock formations with the first one extending along the coastline reaching a depth of -1.70 m and the second one occupying the southern part of the bay lying between -1.90 and -2.90 m below sea level. Microfaunal and palynological analysis of collected samples identified two main sedimentary sequences. The upermost sedimentary unit represents a terrestrial depositional environment dominated by aeolian well-sorted sands and fluvial sediments. The underlying sequence showed a lagoonal depositional environment, implying a protected lagoon connected to the sea, which was periodically supplied with fresh water. This lagoon existed between 3700 years BP and 700 years BP as radiocarbon dating showed. The existence of this lagoon after that period is possible.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΤΩΝ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΕΩΝ ΚΑΙ ΤΗΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗΣ ΑΠΟΡΡΟΗΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΦΕΡΕΙΑ ΤΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑΣ ΚΑΙ ΘΡΑΚΗΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΠΕΡΙΟΔΟ 1964 - 1998

Πεταλάς Χ.[1], Πλιάκας Φ.[2], Διαμαντής Ι.[2], Καλλιώρας Α.[2]

[1] *Εργαστήριο Οικολογικής Μηχανικής και Τεχνολογίας, Τμήμα Μηχανικών Περιβάλλοντος, Δ.Π.Θ., 67100 Ξάνθη, xpetalas@civil.duth.gr*

[2] *Τομέας Γεωτεχνικής Μηχανικής, Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών, Δ.Π.Θ., 67100 Ξάνθη, fpliakas@civil.duth.gr, jdiam@civil.duth.gr, akall@civil.duth.gr*

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η εργασία αναφέρεται στην κατανομή και στην ποσοτική προσέγγιση των βροχοπτώσεων της Περιφέρειας Ανατολικής Μακεδονίας και Θράκης για την περίοδο 1964 έως 1998 και βασίζεται στα δεδομένα 64 βροχομετρικών και μετεωρολογικών σταθμών εντός της ΠΑΜΘ και 5 σταθμών εκτός της ΠΑΜΘ. Η πυκνότητα των σταθμών κρίνεται ικανοποιητική σύμφωνα με τις προδιαγραφές της WMO. Για το σύνολο των σταθμών έγινε ο κατάλληλος έλεγχος ομοιογένειας και η απαραίτητη συμπλήρωση. Η κατανομή των βροχοπτώσεων παρουσιάζει σημαντικές διακυμάνσεις ανάλογα με την περιοχή. Σημαντικό ρόλο διαδραματίζει ο ορεογραφικός επηρεασμός, ενώ χαρακτηριστικό είναι το χαμηλό ύψος των βροχοπτώσεων στις παράκτιες περιοχές. Στις πυκνά δασωμένες περιοχές εμφανίζονται οι υψηλότερες βροχοπτώσεις, οι οποίες συνδέονται και με την εμφάνιση πλημμυρικών φαινομένων. Η μέση βροχόπτωση της περιόδου 1964-1998 είναι 660 mm. Η μελέτη των δεδομένων όλων των σταθμών δείχνει μια σαφή τάση μείωσης των βροχοπτώσεων κατά την περίοδο 1964-1998 και την παρουσία μιας περιόδου ξηρασίας (1981 – 1993). Οι βροχερότεροι μήνες είναι ο Δεκέμβριος και ο Νοέμβριος, ενώ οι ξηρότεροι είναι οι θερινοί μήνες. Το 70.2 % των βροχοπτώσεων πέφτει το εξάμηνο Οκτωβρίου - Μαρτίου. Στο σύνολο των ημερήσιων βροχοπτώσεων το 76% έως 80% έχουν ύψος μικρότερο των 10 mm. Το ποσοστό των ετήσιων βροχοπτώσεων που απορρέει και/ή κατεισδύει κυμαίνεται σε αντιπροσωπευτικό αριθμό υδρολογικών και υδρογεωλογικών λεκανών από 23.5% έως 42.5%.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η εργασία αυτή αναφέρεται στη μελέτη της κατανομής των βροχοπτώσεων στην Περιφέρεια Ανατολικής Μακεδονίας και Θράκης (ΠΑΜΘ) κατά την περίοδο 1964 – 1998. Η αξιοπιστία του υδρολογικού ισοζυγίου έγκειται στη μέτρηση, εκτίμηση ή διερεύνηση φυσικών μεγεθών όπως τα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα, η πραγματική εξατμισοδιαπνοή, η επιφανειακή απορροή καθώς και η θερμοκρασία, η οποία έμμεσα επηρεάζει την εξατμισοδιαπνοή και την επιφανειακή απορροή. Είναι αναγκαία η ορθή γνώση της χωροχρονικής κατανομής των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων. Η γνώση της εξατμισοδιαπνοής συνιστά έναν επιπλέον απαραίτητο όρο στη διαδικασία της ορθολογικής διαχείρισης των υδατικών πόρων, διότι άμεσα ή έμμεσα επηρεάζει το υδρολογικό ισοζύγιο. Η εξατμισοδιαπνοή εξαρτάται κυρίως από μετεωρολογικούς παράγοντες, τη διαθέσιμη εδαφική υγρασία, τη φύση του υπόγειου νερού και τον τύπο του εδάφους και της βλάστησης. Σημαντικά προβλήματα δημιουργούνται λόγω των χωροχρονικών διακυμάνσεων των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων, τόσο στην κατασκευή μεγάλων υδραυλικών έργων όσο και στη διαχείριση των υδατικών πόρων. Παράμετροι όπως η απορροή είναι αναγκαίο να μπορούν να προσδιοριστούν με αξιόλογη προσέγγιση. Διάφορες τεχνικές έχουν χρησιμοποιηθεί για την εκτίμηση των βροχοπτώσεων, ο προσδιορισμός των οποίων συνήθως γίνεται με στατιστική ανάλυση και είναι πιθανολογικός ή ντετερμινιστικός. Ο υπολογισμός γενικά των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων εξαρτάται από εμπειρικές μεθόδους που βασίζονται σε πληροφορίες από μετρήσεις των διαφόρων παραμέτρων, σε

στατιστικές και φυσικές έννοιες. Η χρησιμοποίηση της μιας ή της άλλης μεθόδου εξαρτάται από τις διαθέσιμες πληροφορίες και από τη φύση του προβλήματος του οποίου η λύση επιζητείται. Σε αρκετές περιπτώσεις η έλλειψη πληροφοριών οδηγεί στη χρησιμοποίηση πληροφοριών από γειτονικές περιοχές όταν πρόκειται ειδικά για περιορισμένου μεγέθους υδραυλικές κατασκευές ή υδρογεωλογικές μελέτες.

Για την εκτίμηση του ύψους των βροχοπτώσεων σε μία συγκεκριμένη περιοχή μπορεί να χρησιμοποιηθούν διάφορες τεχνικές. Ένα από τα μεγαλύτερα προβλήματα κατά την εκτίμηση των βροχοπτώσεων είναι οι ελλείψεις στα δεδομένα. Πολλές μέθοδοι έχουν προταθεί και εφαρμοσθεί με σκοπό τον υπολογισμό σημειακών ή μέσων τιμών κατακρημνισμάτων σε περιοχές όπου δεν υπάρχουν σταθμοί (Creutin & Obled 1982) με πλέον αξιόλογη αυτήν που προτείνεται από τους Bastin et al. (1984) η οποία είναι απλή και περιεκτική και δεν απαιτεί οποιαδήποτε μετεωρολογική ερμηνεία των βροχοπτώσεων. Οι Tabios & Salas (1985), αφού ανέλυσαν τις διάφορες τεχνικές εκτίμησης των βροχοπτώσεων σε περιοχές με έλλειψη βροχομετρικών σταθμών, κατέληξαν στην αποδοχή της μεθόδου Kriging ως μιας από τις πλέον έγκυρες διαδικασίες υπολογισμού της μέσης βροχόπτωσης μιας περιοχής. Παρά την τεράστια εξέλιξη της στατιστικής επιστήμης, αρκετά σημεία στον υπολογισμό της μέσης βροχόπτωσης σε μια περιοχή με μη επαρκές δίκτυο σταθμών, εξακολουθούν να παραμένουν ασαφή, με αποτέλεσμα η έρευνα της αξιοπιστίας της εκτίμησης της μέσης βροχόπτωσης με τις διάφορες μεθόδους να συνεχίζεται εντατικά (Lebel et al., 1987).

Η ΠΑΜΘ έχει έκταση 14.157,5 km^2 (10.7% της συνολικής έκτασης της χώρας) και πληθυσμό 562.000 κατοίκους. Στην προηγούμενη έκταση συμπεριλαμβάνονται η Θάσος και η Σαμοθράκη, έκτασης 556,84 km^2. Η περιφέρεια αποτελείται από πεδινές ή λοφώδεις ζώνες που δομούνται από ιζηματογενείς σχηματισμούς νεογενούς μέχρι πρόσφατης ηλικίας, ορεινές περιοχές με πολυσχιδές ανάγλυφο, που δομούνται κυρίως από γνευσιοσχιστολιθικά πετρώματα, γρανίτες και ηφαιστίτες και ορεινές περιοχές με αδρό ανάγλυφο που δομούνται από μάρμαρα. Οι κυριότερες υδρολογικές λεκάνες της ΠΑΜΘ παρουσιάζονται στον πίνακα 1. Στους διεθνείς ποταμούς συμπεριλαμβάνεται μόνο η έκταση τους στην ελληνική επικράτεια.

Πίνακας 1. Οι κυριότερες υδρολογικές λεκάνες στην ΠΑΜΘ.

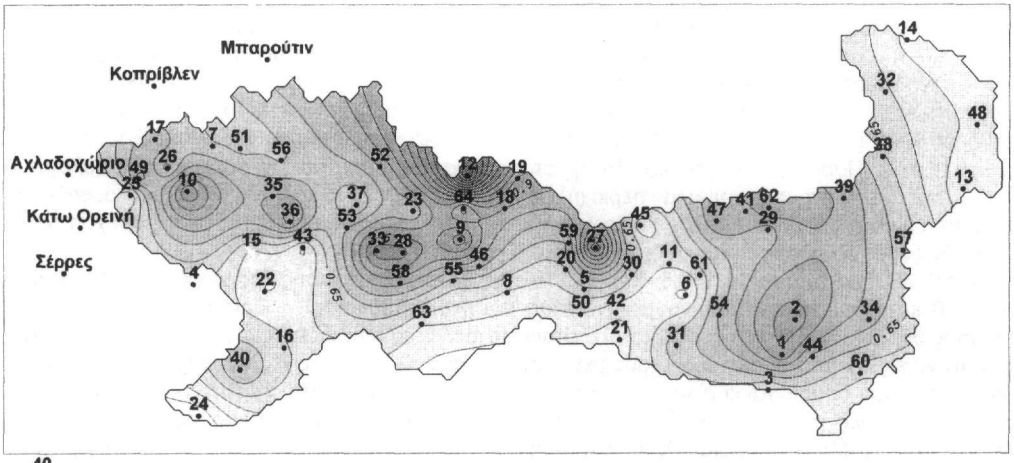
ΛΕΚΑΝΗ	ΕΚΤΑΣΗ ΣΕ km^2	ΛΕΚΑΝΗ	ΕΚΤΑΣΗ ΣΕ km^2
π. Έβρου	321,0	π. Κοσύνθου	456,4
π. Άρδα	349,0	π. Νέστου	2042,0
π. Ερυθροπόταμου	981,0	π. Αγγίτη	2487,0
π. Λίσσου	1407,2	π. Βοσβόζη	164,6
π. Κομψάτου	556,4		

2 ΔΙΑΘΕΣΙΜΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ – ΕΛΕΓΧΟΣ ΚΑΙ ΣΥΜΠΛΗΡΩΣΗ

Η μελέτη της κατανομής των βροχοπτώσεων βασίστηκε στα δεδομένα 67 ελληνικών και δύο βουλγαρικών σταθμών από τους οποίους οι περισσότεροι είναι βροχομετρικοί. Οι ελληνικοί σταθμοί ανήκουν στο υπουργείο Γεωργίας (34) στη ΔΕΗ (24), στο ΥΠΕΧΩΔΕ (2) και στην ΕΜΥ (6). Αξίζει να σημειωθεί ότι πρόσφατα ένα μεγάλο μέρος των σταθμών που ανήκουν στο Υπουργείο Γεωργίας τέθηκαν εκτός λειτουργίας. Οι σταθμοί του Αμπελουργικού Φυτωρίου και της Ξάνθης που λειτουργούν από τη δεκαετία του 1950 έπαψαν να λειτουργούν το 1999 και το 2001 αντίστοιχα, ενώ οι σταθμοί του Γέρακα και του Δημαρίου, έχουν τεθεί εκτός λειτουργίας, το 1999 ο πρώτος και το 1980 ο δεύτερος, ενώ θα μπορούσαν, μαζί με το σταθμό της Ξάνθης, να λειτουργήσουν ως άριστοι προειδοποιητικοί σταθμοί σε περιπτώσεις πλημμυρικών γεγονότων. Γενικά οι σταθμοί καλύπτουν όλη την έκταση της ΠΑΜΘ και οι περισσότεροι μετρούν μόνο το ύψος των βροχοπτώσεων. Ένας περιορισμένος αριθμός καταγράφει παραμέτρους όπως η θερμοκρασία, η εξάτμιση, η σχετική υγρασία της ατμόσφαιρας και η ηλιοφάνεια. Η θέση των σταθμών εμφανίζεται στο χάρτη του σχήματος 1. Ως περίοδος αξιολόγησης της κατανομής των βροχοπτώσεων επιλέχθηκε η κοινή για όλους τους σταθμούς περίοδος 1964 - 1998.

Οι μετρήσεις των κατακρημνισμάτων υπόκεινται σε σειρά σφαλμάτων που συνήθως τείνουν να μειώσουν σε μικρό βαθμό την ποσότητα αυτών που κατακρατείται από τα βροχόμετρα και οφείλονται

στη δράση του ανέμου, στην ακατάλληλη τοποθεσία των βροχόμετρων και στην ανεπάρκεια των παρατηρητών. Η χωρικά ανομοιόμορφη κατανομή των σταθμών αποτελεί ένα πρόσθετο πρόβλημα. Η πυκνότητα των σταθμών της ΠΑΜΘ μπορεί να θεωρηθεί ικανοποιητική σύμφωνα με τις προδιαγραφές της World Meteorological Organization (1976) για ορεινές και πεδινές μεσογειακές περιοχές, που είναι αντίστοιχα ένας σταθμός ανά 100 ως 250 km^2 και ένας σταθμός ανά 600 έως 900 km^2. Μια προσεκτικότερη όμως κατανομή των σταθμών και καλύτερα αποτελέσματα θα έδινε, αλλά και θα μπορούσε να καταργηθεί κάποιος αριθμός από αυτούς λόγω της μικρής απόστασης από άλλους σταθμούς.



40 μετεωρολογικός σταθμός αριθμημένος με βάση τους κωδικούς του Πίνακα 2

Σχήμα 1. Χάρτης με τους μετεωρολογικούς σταθμούς της Περιφέρειας Ανατολικής Μακεδονίας και Θράκης και την κατανομή των μέσων ετήσιων βροχοπτώσεων (σε m) της περιόδου 1964-1998.

Η συντριπτική πλειοψηφία των σταθμών παρουσιάζεται πλήρης ή με ελάχιστες ελλείψεις. Αντίθετα λίγοι σταθμοί όπως, ο σταθμός της Μουσθένης (κωδικός 40) και οι ορεινοί σταθμοί του Δημαρίου (12), της Κερασέας (27) και του Τρίκορφου (59) δεν λειτούργησαν για το μισό περίπου χρονικό διάστημα της υπό εξέταση περιόδου, ενώ ο σταθμός της Κομοτηνής (30) λειτούργησε από το 1950 μέχρι το 1984. Ο έλεγχος της ποιότητας των δεδομένων κάθε σταθμού έγινε μέσω της σύγκρισης του με ομάδα γειτονικών σταθμών βάσης με τη μέθοδο της διπλής αθροιστικής καμπύλης (Τσακίρης 1995). Λόγω του υψηλού βαθμού γραμμικής συσχέτισης ($r^2 > 0.99$), των σταθμών που εξετάστηκαν και των γειτονικών τους σταθμών βάσης, οι διορθωτικές παρεμβάσεις ήταν ελάχιστες. Η συμπλήρωση των δεδομένων έγινε μέσω γραμμικής συσχέτισης (Τσακίρης 1995) και λόγω του υψηλού βαθμού γραμμικής συσχέτισης (r^2>0.80) ήταν σχετικά περιορισμένη. Η όλη διαδικασία πραγματοποιήθηκε με τη βοήθεια του προγράμματος Η/Υ "HYDROBANAL" (Παπαδόπουλος 1993).

3 ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΕΤΗΣΙΩΝ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΕΩΝ

Ο συντελεστής γραμμικής συσχέτισης των μέσων ετήσιων βροχοπτώσεων (Πίνακας 2) της περιόδου 1964-1998 με το υψόμετρο κάθε σταθμού είναι πολύ μικρός ($r^2 < 0.41$) λόγω του έντονου επηρεασμού του ανάγλυφου και κατ' επέκταση των δημιουργουμένων μικροκλιμάτων. Έτσι, παρουσιάζονται τοπικά μικρές ανωμαλίες στην κατανομή των βροχοπτώσεων, ιδιαίτερα στις ορεινές λεκάνες. Στο μεγαλύτερο μέρος των σταθμών της πεδινής περιοχής η πορεία των κατακρημνισμάτων, με εξαίρεση ορισμένες εξάρσεις, δεν παρουσιάζει σημαντικές διακυμάνσεις.

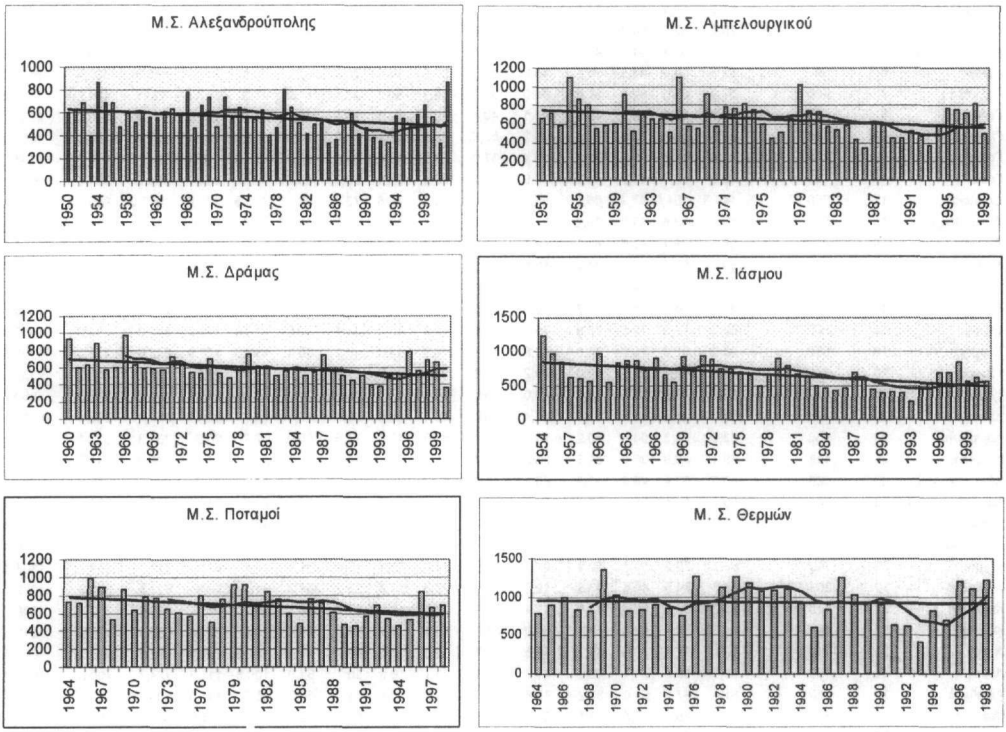
Το μέσο ετήσιο ύψος βροχής στην περιοχή είναι 660 mm. Οι ελάχιστες ετήσιες βροχοπτώσεις (ΕΒ) κυμαίνονται από 398,4 έως 916,1 mm, ενώ οι μέγιστες από 1.305,0 και 2.057,0 mm. Μια σαφής διαφοροποίηση παρατηρείται στις τιμές της ΜΕΒ των σταθμών σε ένα μεγάλο μέρος της ορεινής ζώνης σε σχέση με την πεδινή περιοχή με την εμφάνιση σημαντικά υψηλότερων τιμών.

Πίνακας 2. Μέσες μηνιαίες βροχοπτώσεις και ετήσιες βροχοπτώσεις όλων των σταθμών της ΠΑΜΘ.

			Μέσες μηνιαίες βροχοπτώσεις (mm)												Ετήσιες βροχοπτώσεις (mm)		
Σταθμός	κωδικός	υψόμετρο (m)	Ιαν	Φεβ	Μαρ	Απρ	Μαϊ	Ιουν	Ιουλ	Αυγ	Σεπ	Οκτ	Νοε	Δεκ	μέση	ελάχιστη	μέγιστη
Άβας	1	110	104,4	103,3	80,2	78,4	57,0	44,2	30,9	21,3	36,7	66,4	100,6	125,5	848,8	232,8	1466,0
Αισύμη	2	340	100,0	98,9	75,2	64,7	66,5	58,8	29,4	21,2	35,3	72,8	127,9	130,0	880,6	486,0	1567,0
Αλεξανδρούπολη	3	3	61,5	57,4	47,9	38,3	35,2	29,2	19,2	15,7	27,7	52,1	83,8	86,3	554,2	325,0	867,1
Αλιστράτη	4	250	70,2	62,0	54,4	53,7	70,9	51,6	35,4	36,7	24,9	46,5	81,5	67,4	654,6	397,7	944,2
Αμπελουργικός	5	19	71,6	59,4	51,7	46,7	53,4	41,9	30,5	21,9	33,4	57,7	90,5	97,4	654,2	344,4	1100,8
Αρίσβη	6	50	53,3	50,9	43,5	34,5	40,6	29,0	23,6	14,0	26,9	32,1	65,1	71,5	485,3	303,7	769,6
Αχλαδέα	7	600	57,0	63,6	52,4	50,6	63,6	62,2	56,1	50,7	36,4	51,3	75,3	87,1	706,1	484,3	1092,2
Γενισέα	8	20	51,9	56,9	47,6	44,4	45,1	40,4	29,6	20,5	33,5	46,1	77,0	101,2	594,2	360,5	925,0
Γέρακας	9	340	89,0	104,3	79,5	67,4	79,2	63,7	48,5	43,1	42,0	78,6	113,6	184,9	993,9	558,5	1669,3
Γρανίτης	10	790	97,4	110,6	95,0	73,3	90,4	67,9	61,6	57,0	39,0	69,4	120,9	130,7	1013,2	618,2	1554,2
Γραπνή	11	120	53,9	56,4	41,9	41,5	43,9	34,1	22,6	22,0	30,0	48,0	72,1	89,2	555,7	294,4	981,0
Δημάριο	12	750	144,8	164,8	97,9	86,3	98,1	140,0	60,4	79,6	73,4	98,7	143,5	279,8	1467,2	916,1	2014,4
Διδυμότειχο	13	50	50,9	53,4	49,8	39,2	35,0	37,5	20,1	14,9	30,7	49,6	73,3	60,9	515,3	214,9	989,0
Δίκαια	14	85	54,5	39,4	43,6	41,1	49,1	40,9	29,1	22,5	39,6	51,0	68,7	60,5	535,5	310,7	1160,0
Δράμα	15	58	50,0	55,1	51,6	45,1	56,6	60,1	42,5	25,1	29,0	47,9	65,7	71,0	599,3	362,4	982,9
Ελευθερούπολη	16	64	49,5	65,3	54,6	51,0	45,9	37,8	38,1	22,6	22,6	48,8	85,0	82,5	603,6	314,0	952,9
Εξοχή	17	620	81,1	78,0	65,7	57,7	75,6	57,1	56,4	43,9	38,7	58,1	87,5	99,8	799,8	581,8	1098,8
Εχίνος	18	300	62,3	71,5	72,5	73,8	75,8	71,6	41,3	36,2	43,1	62,6	113,4	119,7	843,6	353,6	1413,5
Θέρμες	19	560	95,0	98,7	70,1	74,5	70,8	76,2	54,2	47,8	40,2	80,4	111,6	122,9	942,6	413,0	1352,6
Ίασμος	20	21	61,8	68,0	52,5	49,0	49,2	43,2	26,9	22,0	31,9	52,7	84,8	97,2	639,2	262,2	933,3
Ίμερος	21	16	57,5	39,9	42,4	32,9	40,0	25,5	55,6	8,7	24,2	21,9	70,8	61,3	480,6	271,0	785,8
Καλαμπάκι	22	47,5	54,0	57,3	48,6	40,6	46,4	48,0	35,4	25,9	19,2	47,1	58,7	67,4	548,4	255,4	896,4
Καριοφυτο	23	550	63,9	74,3	54,6	50,2	74,4	71,0	51,5	49,0	34,5	60,0	77,7	90,2	751,3	332,1	1160,3
Καρυανή	24	112	38,1	40,9	36,9	31,4	23,3	29,3	28,3	22,1	18,3	39,1	59,3	41,7	408,5	241,7	689,0
Κάτω Βροντού	25	660	36,6	53,4	46,4	52,0	60,3	45,1	40,2	36,8	22,9	32,3	76,2	71,8	573,9	345,8	936,6
Κάτω Νευροκόπι	26	567	50,8	52,5	55,1	51,5	66,9	54,8	55,8	47,2	36,5	55,5	80,0	66,1	672,7	382,4	1045,5
Κερασέα	27	590	104,0	110,0	72,8	70,1	73,4	64,3	57,1	50,8	48,8	88,7	153,7	174,2	1067,9	666,2	1678,2
Κεχρόκαμπος	28	360	97,9	93,3	94,4	68,2	76,4	79,5	60,3	42,2	41,8	73,7	117,2	125,8	970,8	538,5	1656,4
Κέχρος	29	760	66,1	76,2	56,1	52,9	51,1	56,0	34,6	25,1	43,9	61,9	87,1	99,0	712,1	304,7	1308,7
Κομοτηνή	30	30	68,3	54,5	49,4	43,3	49,5	39,5	28,8	21,3	35,2	54,2	81,1	98,3	623,5	330,2	1099,1
Κρωβύλη	31	110	68,2	68,4	56,6	47,9	43,4	38,9	22,6	16,3	33,1	55,7	93,1	95,1	639,2	333,0	1208,0
Κυπρίνος	32	44	54,3	50,4	57,8	50,4	50,0	51,6	25,8	24,6	37,3	54,4	74,5	77,8	608,9	372,7	1019,5
Λεκάνη	33	710	103,2	97,4	79,0	68,7	76,5	72,7	65,0	48,7	40,7	71,4	121,9	137,0	982,2	618,7	1636,5
Λευκίμη	34	150	93,3	86,2	71,7	48,9	41,7	42,4	20,1	16,8	30,7	68,0	100,8	111,3	724,7	490,6	1011,0
Λιβαδερό	35	650	61,4	97,7	69,0	57,2	73,8	63,0	53,7	50,4	34,2	58,6	85,0	101,3	803,7	503,7	1192,8
Μακρυπλάγι	36	750	67,7	85,3	72,5	72,1	84,0	83,8	60,8	54,8	38,0	60,9	95,6	104,5	880,0	661,0	1315,0
Μεσοχώρι	37	120	52,9	58,6	49,0	44,4	56,1	62,5	48,0	40,3	31,8	50,3	72,0	80,9	646,8	452,7	924,0
Μεταξάδες	38	120	79,5	63,4	63,3	56,3	44,0	46,1	22,5	15,0	28,0	56,4	76,3	81,6	632,3	260,5	1022,0
Μικρό Δέρειο	39	250	84,9	94,9	81,3	60,9	62,8	58,9	30,6	20,9	49,1	70,2	84,6	93,9	792,9	454,0	1317,3
Μουσθένη	40	250	45,8	98,7	47,2	50,1	43,9	52,2	34,1	36,5	29,9	51,0	109,1	103,7	694,9	225,1	1096,9
Μυρτίσκη	41	510	61,4	78,3	57,8	62,9	65,2	58,9	39,4	36,2	41,7	66,0	102,8	99,4	769,9	311,0	1442,0
Νέο Σιδηροχώρι	42	20	43,3	43,7	36,4	41,7	40,1	34,9	27,0	18,3	29,1	44,8	69,5	79,5	508,3	241,5	842,5
Νικηφόρος	43	233	45,9	47,0	44,0	44,7	50,3	56,6	33,5	36,2	24,4	44,1	55,6	58,1	538,5	359,3	848,3
Νίψα	44	290	78,5	88,1	60,0	42,3	43,8	43,6	20,0	15,1	30,9	56,0	101,2	104,4	683,9	333,4	1092,0
Νυμφαία	45	500	55,3	39,2	36,4	35,7	49,3	33,2	24,7	19,2	17,9	39,2	61,1	95,2	506,4	246,0	1342,0
Ξάνθη	46	65	69,6	74,0	59,0	60,4	66,7	64,1	40,2	29,9	40,0	69,9	102,0	109,8	785,5	368,1	1306,8
Οργάνη	47	520	74,5	85,1	69,4	58,4	66,6	56,0	26,4	23,1	33,3	66,3	118,9	121,9	800,0	420,6	1255,0
Ορεστιάδα	48	43,51	54,9	49,0	50,3	48,7	39,7	42,1	31,4	22,9	31,9	44,5	66,4	61,3	543,1	320,2	949,0
Περιθώριο	49	600	72,0	79,5	67,6	60,6	76,9	62,6	57,6	41,9	43,8	66,3	92,1	105,2	826,1	574,2	1144,2
Πόρπη	50	35	63,2	48,8	46,7	40,1	37,9	37,1	21,5	11,3	30,6	49,8	83,5	89,9	560,3	329,0	922,0
Ποταμοί	51	390	64,1	62,8	55,9	46,7	60,9	61,6	55,6	57,0	33,4	42,2	66,2	77,9	684,3	459,1	983,6
Πρασινάδα	52	660	63,1	75,5	50,1	58,5	80,5	84,0	55,6	58,0	40,6	61,3	82,6	92,2	802,0	510,1	1217,5
Πτελέα	53	410	71,6	78,5	61,1	51,8	57,2	63,5	49,3	47,4	37,8	56,3	77,8	96,3	748,5	469,9	1025,6
Σάπες	54	120	64,7	67,5	63,9	55,9	57,4	52,6	38,5	21,8	36,2	52,5	89,4	95,2	698,7	276,0	1378,0
Σεμέλη	55	120	55,1	60,8	54,9	53,4	47,0	50,9	50,2	30,8	32,0	52,4	83,3	107,8	678,6	374,7	1017,6
Σιδηρόνερο	56	570	69,9	69,9	62,7	48,5	64,6	54,9	52,3	44,6	29,2	43,6	63,7	89,8	693,5	449,9	997,5
Σουφλί	57	15	64,6	71,3	60,4	51,7	42,5	41,5	26,0	16,9	33,0	60,9	102,2	107,2	678,3	383,2	1178,0
Στεγνό	58	340	79,9	86,7	77,0	59,8	55,8	70,3	49,3	33,0	36,6	59,1	99,0	106,5	812,9	458,6	1115,5
Τρίκορφο	59	200	65,5	71,3	55,8	36,3	91,7	82,3	20,7	26,9	30,2	42,8	77,6	103,0	704,2	296,4	1305,0
Φέρες	60	26	62,9	53,2	64,9	39,0	29,2	31,5	11,4	8,6	52,9	41,8	83,5	81,0	559,6	257,9	839,3
Φυλλύρα	61	70	54,6	60,8	42,7	43,6	52,3	35,1	25,7	18,4	31,6	47,5	75,1	88,7	576,1	299,6	1098,3
Χλόη	62	750	105,2	97,6	81,4	75,3	63,1	59,2	46,3	30,3	36,4	77,2	80,3	101,0	853,3	483,5	1373,0
Χρυσούπολη	63	15	47,5	63,8	40,9	36,4	43,1	41,5	29,7	23,4	30,2	44,8	69,6	80,9	551,8	280,1	835,6
Ωραίο	64	800	51,2	42,9	44,4	62,6	70,6	89,2	73,0	28,4	37,1	66,1	81,9	120,9	768,3	533,5	1042,3

Η πορεία των ΕΒ στους σταθμούς της ορεινής ζώνης, άλλοτε εμφανίζεται χωρίς αξιόλογες

διακυμάνσεις και άλλοτε όχι, ενώ η κατανομή τους παρουσιάζει μικρότερες διακυμάνσεις από αυτή των σταθμών της πεδινής περιοχής. Όλοι οι σταθμοί εμφανίζουν μειωμένες βροχοπτώσεις την περίοδο 1981-1993, με συχνή παρουσία τιμών ΜΕΒ τυπικών του ημίξηρου τύπου κλίματος.



Σχήμα 3. Πορεία των ετήσιων βροχοπτώσεων σε δύο πεδινούς (Αλεξανδρούπολης και Αμπελουργικού,) δύο ορεινούς (Ποταμοί και Θέρμες) και δύο σταθμούς των κρασπέδων της οροσειράς της Ροδόπης (Δράμας και Ιάσμου)

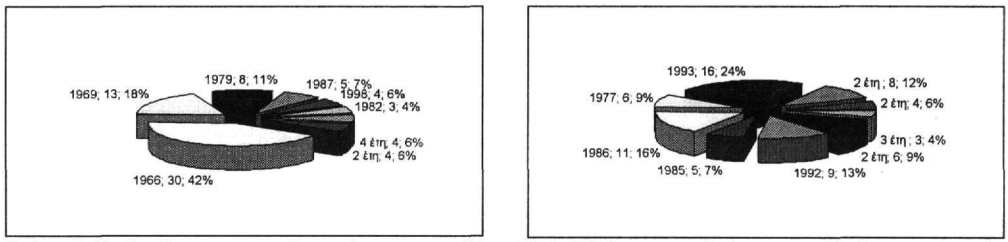
Επίσης, δεν παρατηρείται γενικά κάποια εμφανής τάση περιοδικότητας στην πορεία των ΜΕΒ. Στο σύνολο των σταθμών παρατηρείται τάση μείωσης των βροχοπτώσεων την περίοδο 1964-1998. Στο σχήμα 1 παρουσιάζεται η κατανομή των μέσων ετήσιων βροχοπτώσεων με τη μορφή ισοϋέτιων καμπυλών, ενώ στο σχήμα 3 παρουσιάζεται η πορεία των ΕΒ σε αντιπροσωπευτικούς, σύμφωνα με τις τοπογραφικές συνθήκες, σταθμούς της ΠΑΜΘ (πεδινούς, ορεινούς και σταθμούς των κρασπέδων της οροσειράς της Ροδόπης. Επίσης στον πίνακα 2 παρουσιάζονται οι ΜΕΒ και και οι ακραίες τιμές αυτών για όλους τους σταθμούς εντός της ΠΑΜΘ. Οι μεγαλύτερες βροχοπτώσεις συνδέονται με την παρουσία πυκνά δασωμένων ορεινών περιοχών όπως οι περιοχές Γέρακα – Δημαρίου (υδρολογική λεκάνη του χειμ. Κόσυνθου), Γρανίτη, Άβαντα - Μικρού Δερείου. Τα δάση, μέσω της παραγωγής μεγάλων ποσοτήτων οργανικών aerosols, θα μπορούσαν να είναι αξιόλογα σημαντικά για το κλίμα μέσω της παραγωγής μεγάλων ποσοτήτων οργανικών aerosols που αποτελούν πυρήνες συμπύκνωσης νεφών (CCNs) (Mäkeläle et al. 1997 ; Kavouras et al. 1998 ; Kulmala et al. 1998). Η παρουσία πυρήνων συμπύκνωσης νεφών είναι ζωτικής σημασίας για τον σχηματισμό νεφών και η παρουσία τους μπορεί να επηρεάζει την ένταση των προκαλούμενων βροχοπτώσεων (Sumner 1988). Η παραλιακή ζώνη αποτελεί περιοχή με σαφώς μειωμένες βροχοπτώσεις που σε ορισμένες περιπτώσεις επεκτείνεται προς την ενδοχώρα (περιοχές Γρατινής και Καλαμπακίου).

Τόσο η μέγιστη όσο και η ελάχιστη τιμή ΕΒ δεν εμφανίζονται αντίστοιχα κατά το ίδιο υγρό ή ξηρό έτος, αλλά παρατηρείται κάποια διασπορά (μεγαλύτερη για το ξηρότερο έτος) στην υπό εξέταση περίοδο. Στο σχήμα 4 παρουσιάζονται τα ξηρότερα και υγρότερα έτη της περιόδου 1964 – 1998

καθώς επίσης και ο αριθμός των σταθμών, με το αντίστοιχο ποσοστό επί του συνόλου, στους οποίους εμφανίζονται. Το 1966 είναι το υγρότερο έτος σε 30 σταθμούς, ενώ το 1993 είναι το ξηρότερο έτος σε 16 σταθμούς.

4 ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΜΗΝΙΑΙΩΝ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΕΩΝ

Οι βροχερότεροι μήνες είναι ο Δεκέμβριος και ο Νοέμβριος, ενώ οι ξηρότεροι είναι οι θερινοί μήνες. Παρατηρείται κάποια ισοκατανομή του όγκου των βροχοπτώσεων τους μήνες Ιανουάριο, Φεβρουάριο και Μάρτιο. Μικρές διαφοροποιήσεις παρατηρούνται κατά το διάστημα Απριλίου – Σεπτεμβρίου, ενώ χαρακτηριστική κλιμακούμενη αύξηση παρατηρείται από τον Αύγουστο μέχρι το Δεκέμβριο. Οι υψηλότερες τιμές των μηνιαίων βροχοπτώσεων παρουσιάζονται στους ορεινούς σταθμούς, όπως π.χ. του Γέρακα και του Δημαρίου, ενώ οι χαμηλότερες παρουσιάζονται στους σταθμούς της πεδινής ζώνης. Στο σχήμα 5 εμφανίζονται οι μέσες και μέγιστες μηνιαίες βροχοπτώσεις σε έξι σταθμούς, δύο της πεδινής περιοχής, δύο των κρασπέδων και δύο της ορεινής περιοχής. Η βροχερότερη εποχή είναι ο χειμώνας και ακολουθούν με φθίνουσα σειρά και με σταθερή μείωση το φθινόπωρο, η άνοιξη και το θέρος (η ξηρότερη εποχή με μόλις το 11.5 % του συνολικού όγκου των βροχοπτώσεων). Το 70.2% των βροχοπτώσεων πέφτει το εξάμηνο Οκτωβρίου - Μαρτίου. Κατά τους υπόλοιπους μήνες οι βροχοπτώσεις παρουσιάζουν μικρές διαφοροποιήσεις και γενικά είναι χαμηλές. Οι μέσες μηνιαίες βροχοπτώσεις όλων των σταθμών φαίνονται στον πίνακα 2.



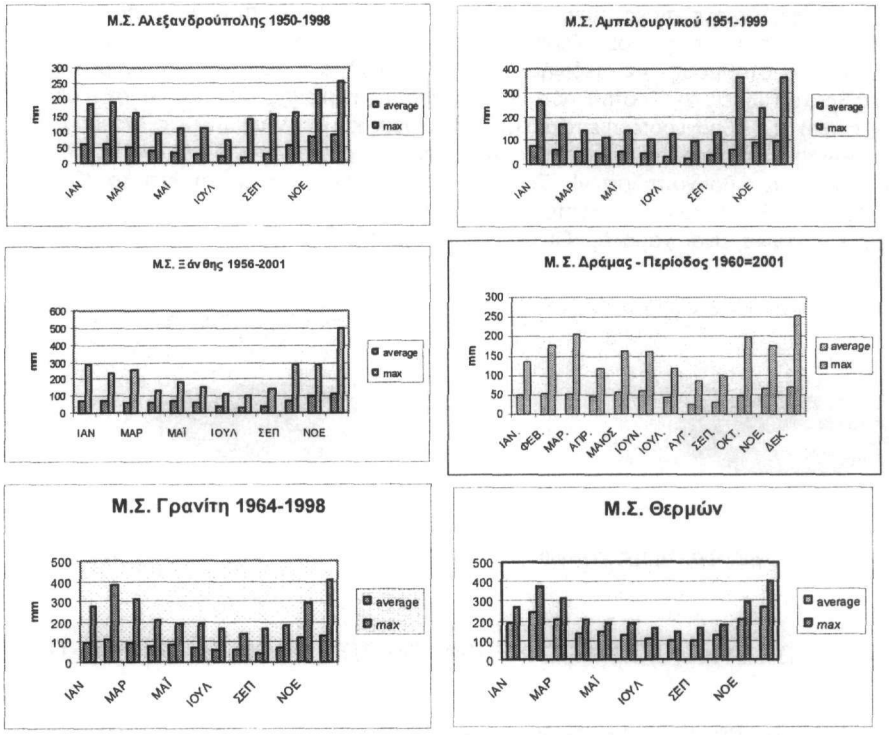
Σχήμα 4. Τα ξηρότερα και υγρότερα έτη της περιόδου 1964 -1998 και ο αριθμός των σταθμών στους οποίους εμφανίζονται.

5 ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΗ ΤΩΝ ΣΥΝΟΛΙΚΩΝ ΚΑΤΑΚΡΗΜΝΙΣΜΑΤΩΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕ ΤΗ ΜΕΘΟΔΟ KRIGING

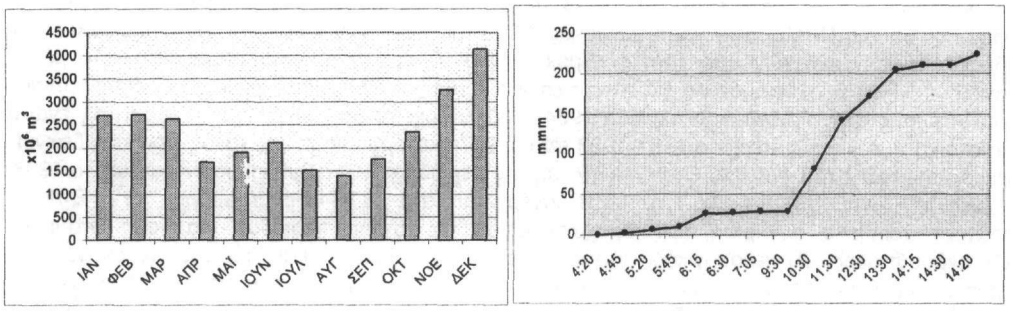
Για τον υπολογισμό του όγκου των κατακρημνισμάτων, σε όλη την έκταση της ΠΑΜΘ αλλά και σε επί μέρους υδρολογικές και υδρογεωλογικές λεκάνες αυτής, εφαρμόσθηκε μια παραλλαγή της μεθόδου των ισοϋέτιων καμπύλων, η οποία στηρίχθηκε στην επεξεργασία των διαθέσιμων πληροφοριών με τη στατιστική μέθοδο Kriging η οποία εφαρμόστηκε αφού προηγήθηκε η ψηφιοποίηση της ΠΑΜΘ από χάρτη κλίμακας 1:200.000 και η ψηφιοποίηση των υδρολογικών και υδρογεωλογικών λεκανών από χάρτες κλίμακας 1:50000. Στο σχήμα 6α παρουσιάζεται ο μέσος μηνιαίος όγκος βροχοπτώσεων για την περίοδο 1964 – 1998. Ο όγκος της μέσης ετήσιας βροχόπτωσης στην ΠΑΜΘ, την περίοδο 1964-1980, ανέρχεται στα 9.622 εκατομμύρια m^3, ενώ η αντίστοιχη τιμή για την περίοδο 1981-1993 είναι 7.967 εκατομμύρια m^3, γεγονός που καταδεικνύει μείωση της τάξης του 17,20%. Όταν η ανάλυση της περιόδου 1981-1993 επεκτείνεται έως το 1998, η μείωση είναι 13,23% και η ΜΕΒ ανέρχεται στα 8.344 εκατομμύρια m^3. Επίσης, πραγματοποιήθηκε σύγκριση των βροχοπτώσεων της ξηρής περιόδου για τους σταθμούς Αλεξανδρούπολης, Αμπελουργικού, Ιάσμου, Κομοτηνής, Ξάνθης και Πόρπης με εκείνες της προηγούμενης περιόδου η οποία όμως επεκτείνεται μέχρι τη δεκαετία του 1950. Η σύγκριση δεν παρουσίασε κάποια σημαντική διαφοροποίηση σε σχέση με την προηγούμενη σύγκριση, καθώς παρατηρούνται οι ίδιες πτωτικές τάσεις.

6 ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΗΜΕΡΗΣΙΩΝ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΕΩΝ

Οι ημερήσιες βροχοπτώσεις μελετήθηκαν για τους σταθμούς Ορεστιάδας, Αλεξανδρούπολης και Καβάλας (παλαιό αεροδρόμιο) και για την περίοδο 1950-1990. Σε ποσοστά από 76% έως 80% αυτές είναι μικρότερες των 10 mm. Σε ποσοστά από 17% έως 21% εντοπίζονται στο πεδίο από 10 έως 30 mm. Σε ποσοστά από 2% έως 3% εντοπίζονται στο πεδίο 30 έως 50 mm. Τέλος στο πεδίο από 50 έως 100 mm εντοπίζονται ποσοστά μεταξύ 0% και 1%. Λίγες ημερήσιες βροχοπτώσεις, μια έως τρεις ημέρες σε σύνολο 3365 ημερών, εμφανίζουν βροχόπτωση μεγαλύτερη των 100 mm. Η κατανομή αυτή δείχνει ότι η συντριπτική πλειοψηφία των ημερήσιων βροχοπτώσεων αναλώνεται για τις ανάγκες της εξατμισοδιαπνοής ιδιαίτερα κατά τους ξηρούς μήνες.



Σχήμα 5. Μέσες και μέγιστες μηνιαίες βροχοπτώσεις σε αντιπροσωπευτικούς σταθμούς.



Σχήμα 6α. Μέσος μηνιαίος όγκος βροχοπτώσεων για την περίοδο 1964-1998. Σχήμα 6β. Αθροιστική καμπύλη ύψους βροχής όπως προκύπτει από την ταινία του βροχογράφου και αναφέρεται στο ακραίο πλημμυρικό γεγονός της 30/11/1996 στην Ξάνθη.

Η Ξάνθη αποτελεί τη μόνη περιοχή της ΠΑΜΘ για την οποία υπάρχουν στοιχεία για κάποιο πλημμυρικό γεγονός. Στο σχήμα 7β παρουσιάζεται η αθροιστική καμπύλη ύψους βροχής όπως προκύπτει από την ταινία του βροχογράφου του σταθμού του Γέρακα και αναφέρεται στο ακραίο πλημμυρικό γεγονός της 30/11/1996 στην Ξάνθη. Το πλημμυρικό αυτό γεγονός απείλησε την πόλη της Ξάνθης και την ευρύτερη περιοχή. Είναι χαρακτηριστικό ότι σε διάστημα τριών ωρών και 30 λεπτών έπεσαν πάνω από 170 mm βροχής. Την ίδια μέρα καταγράφηκε ραγδαιότητα 59 mm/ώρα. Η περιοχή αυτή παρουσιάζει την μεγαλύτερη επικινδυνότητα όσον αφορά την εμφάνιση πλημμυρικών γεγονότων και παρόμοια γεγονότα εμφανίστηκαν και τα έτη 1990 και 1969. Τα γεγονότα αυτά εμφανίστηκαν προς το τέλος Νοεμβρίου ή αρχές Δεκεμβρίου. Η εμφάνιση εδώ πλημμυρικών γεγονότων συνδέεται με τις ιδιαίτερες συνθήκες που επικρατούν στη λεκάνη του χειμ. Κόσυνθου, τη βροχερότερη λεκάνη της ΠΑΜΘ.

7 ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΗ ΤΗΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗΣ ΑΠΟΡΡΟΗΣ ΣΕ ΑΝΤΙΠΡΟΣΩΠΕΥΤΙΚΕΣ ΛΕΚΑΝΕΣ ΤΗΣ ΠΑΜΘ ΜΕ ΤΗ ΜΕΘΟΔΟ ΤΗΣ ΕΞΑΤΜΙΣΟΔΙΑΠΝΟΗ

Η βέλτιστη διαχείριση των υδατικών πόρων επιβάλλει την ακριβή εκτίμηση της εξατμισοδιαπνοής. Η εξατμισοδιαπνοή εξαρτάται κυρίως από μετεωρολογικούς παράγοντες, τη διαθέσιμη εδαφική υγρασία, το υπόγειο νερό και τον τύπο του εδάφους και της βλάστησης. Αυτή είναι μικρή κατά τη διάρκεια του χειμώνα, αυξάνει ραγδαία την άνοιξη, φθάνει τη μέγιστη τιμή της γενικά τον Ιούλιο και μειώνεται ραγδαία κατά το φθινόπωρο με το τέλος της βλαστικής περιόδου. Η ετήσια πορεία της παραμένει σχεδόν η ίδια από έτος σε έτος. Η εξατμισοδιαπνοή είναι συχνά μεγαλύτερη από τις βροχοπτώσεις κατά τους θερινούς μήνες και σημαντικά μικρότερη από αυτές κατά τη διάρκεια του χειμώνα και κατά τους δύο πρώτους μήνες της άνοιξης. Γενικά κατά την περίοδο Δεκεμβρίου – Μαρτίου οι αλλαγές στην εξατμισοδιαπνοή όπως και στην εδαφική υγρασία είναι πάρα πολύ μικρές. Η μέτρησής της, η ακρίβεια, η αξιοπιστία ή ακόμη και η απλή προσέγγιση της εξακολουθεί να αποτελεί θέμα προς συζήτηση. Η πραγματική εξατμισοδιαπνοή σπάνια υπολογίζεται και κυρίως μόνο στα πλαίσια ερευνητικών προγραμμάτων. Οι εμπειρικές σχέσεις όπως αυτή των Thornthwaite & Mather (1957) θα συνεχίσουν να χρησιμοποιούνται στον υπολογισμό της πραγματικής και δυνητικής εξατμισοδιαπνοής (Lerner 1990). Η δυνητική εξατμισοδιαπνοή σε σημαντικές λεκάνες της ΠΑΜΘ για την περίοδο 1964-1998 υπολογίστηκε με τη χρησιμοποίηση της εμπειρικής σχέσης των Thornthwaite & Mather (1957). Παρά το γεγονός ότι η μέθοδος του Thonthwaite βασίζεται στην υπόθεση ότι η δυνητική εξατμισοδιαπνοή (ET_p) εξαρτάται μόνο από τις μετεωρολογικές συνθήκες και αγνοεί την επίδραση της πυκνότητας και ωριμότητας της βλάστησης, η μέθοδος αυτή εξακολουθεί να είναι πολύτιμη (Fetter 1994). Στην πεδινή ζώνη λόγω των υψηλότερων θερμοκρασιών οι τιμές της ET_p είναι κάπως μεγαλύτερες από εκείνες των ορεινών περιοχών. Η συγκεκριμένη μέθοδος παρά τις οποιεσδήποτε αμφισβητήσεις (Sequin 1975) αποτελεί για τον ελληνικό χώρο μια πάρα πολύ χρήσιμη και αξιόλογη προσέγγιση της πραγματικής εξατμισοδιαπνοής. Αυτό ισχύει ιδιαίτερα, για τις περιπτώσεις όπου χρησιμοποιούνται μηνιαία δεδομένα της θερμοκρασίας και της βροχόπτωσης, τα οποία καλύπτουν μια περίοδο με ελάχιστη διάρκεια ενός μηνός (Μπαλαφούτης 1988). Για τον υπολογισμό της χρησιμοποιήθηκε η τιμή ικανότητας κατακράτησης S του εδάφους 100 mm, με εξαίρεση τις καρστικές περιοχές (50 mm). Η τιμή των 100 mm χρησιμοποιήθηκε και από το Μπαλαφούτη (1988) για τη μελέτη του ισοζυγίου του ύδατος στον ελληνικό χώρο καθώς και από άλλους ερευνητές όπως οι Giles & Flokas (1985). Κατά την περίοδο Οκτωβρίου-Απριλίου παρατηρείται ταύτιση της πραγματικής με τη δυνητική εξατμισοδιαπνοή, ενώ κατά την περίοδο Μαΐου – Σεπτεμβρίου η πραγματική εξατμισοδιαπνοή παρουσιάζει δραματική μείωση με εμφάνιση σχεδόν μηδενικών τιμών τον Αύγουστο. Η επιφανειακή απορροή άλλοτε άμεσα και άλλοτε έμμεσα συντελεί στο φυσικό εμπλουτισμό των υπόγειων υδροφόρων της ΠΑΜΘ. Εάν εξαιρέσει κανείς τις μεγάλες λεκάνες - Νέστου, Κομψάτου, Λίσσου, Άρδα, Έβρου και Ερυθροποτάμου - στις υπόλοιπες λεκάνες παρατηρούνται απορροές μόνο εποχιακά κατά την υγρή περίοδο (από Νοέμβριο έως Μάιο), χαρακτηριστικό του ημίξηρου Μεσογειακού κλίματος.

Ο πίνακας 3 παρουσιάζει τις απορροές και τις κατεισδύσεις, καθώς και την πραγματική εξατμισοδιαπνοή για την περίοδο 1964 -1998, όπως προέκυψαν από την εφαρμογή της μεθόδου Thornthwaite & Mather (1975). Για τη λεκάνη του Τεμένους διατίθενται και πραγματικές μετρήσεις. Η

μέση απορροή και η κατείσδυση, κυμαίνεται από 23,45% έως 42,51%, η ελάχιστη από 0,93% έως 21,28% και η μέγιστη από 47,43 έως 67,26% των βροχοπτώσεων. Η μέση πραγματική εξατμισοδιαπνοή (ETr) κυμαίνεται από 57,49% έως 74,42%, η ελάχιστη από 32,74% έως 52,57% και η μέγιστη από 97,07 έως 78,72% των βροχοπτώσεων. Αξίζει να σημειωθεί η ιδιαίτερα μικρή απόκλιση των τιμών των παραπάνω παραμέτρων που προσεγγίστηκαν στη λεκάνη του Τεμένους με τη μέθοδο Thornthwaite and Mather (1957) από τις πραγματικές μετρήσεις. Στο παράκτιο τμήμα του Ν. Ροδόπης, όπως διαπιστώνεται από τα δεδομένα του πίνακα 3, το άθροισμα του μέσου ετήσιου ύψους της απορροής και της ποσότητας που κατεισδύει, αποτελεί περίπου το 23,45% των ετησίων βροχοπτώσεων, ενώ το ποσοστό αυτό κυμαίνεται μεταξύ 2,80% και 57,37%. Η απορροή των περισσότερων μηνών είναι μηδενική και εμφανίζεται κυρίως την περίοδο Δεκεμβρίου-Μαρτίου. Πλημμυρική μορφή λαμβάνει η απορροή σε σπάνιες περιπτώσεις και μόνο όταν το ύψος της ημερήσιας βροχόπτωσης ξεπερνά τα 50 mm.

Πίνακας 3. Απορροές, κατεισδύσεις και πραγματική εξατμισοδιαπνοή στην ΠΑΜΘ ως ποσοστά επί τοις % των βροχοπτώσεων.

		Ποσοστά επί τοις % των βροχοπτώσεων			ΜΕΒ 1964-1998
		Μέση	Ελάχιστη	Μέγιστη	(mm)
Παράκτια περιοχή Ν. Ροδόπης*	[Απορροές + Κατείσδυση]	23,45	2,8	57,37	
	Etr	76,55	97,2	42,63	628
Λοφώδης ζώνη βόρεια	[Απορροές + Κατείσδυση]	25,58	0,93	47,43	
π. Ερυθροποτάμου*	Etr	74,42	99,07	52,57	562
Λεκάνη π. Κομψάτου*	[Απορροές + Κατείσδυση]	41,48	16,6	67,26	
	Etr	58,52	83,4	32,74	923
Καρστική ζώνη ορέων Λεκάνης*	[Απορροές + Κατείσδυση]	42,51	21,28	66,14	
	Etr	57,49	78,72	33,86	853
Λεκάνη π. Νέστου στο Τέμενος*	[Απορροές + Κατείσδυση]	38,38	17,3	53,72	
	Etr	61,62	82,7	46,28	838
Λεκάνη π. Νέστου στο Τέμενος**	[Απορροές]	37,96	18,83	57,95	
	Etr	62,04	81,17	42,05	

*Υπολογισμός με τη μέθοδο Thornthwaite & Mather (1957)

**Υπολογισμός από πραγματικές μετρήσεις της απορροής

8 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στην ΠΑΜΘ μέχρι το 1998 υπήρχε ένα ικανοποιητικό δίκτυο μετεωρολογικών και βροχομετρικών σταθμών. Η επεξεργασία των δεδομένων του δικτύου αυτού βοήθησε στην κατανόηση των χαρακτηριστικών των ετήσιων, μηνιαίων και ημερήσιων βροχοπτώσεων. Γενικά παρατηρείται σαφής διαφοροποίηση των χαρακτηριστικών αυτών κατά υδρολογική ή υδρογεωλογική λεκάνη. Το μέσο ετήσιο ύψος βροχής είναι για την περίοδο 1964-1998 660 mm. Το 70.2% των βροχοπτώσεων πέφτει το εξάμηνο Οκτωβρίου - Μαρτίου. Δεν παρατηρείται εμφανής τάση περιοδικότητας στις ΕΒ. Η περίοδος 1981-1993 χαρακτηρίζεται ως περίοδος ξηρασίας, με συχνή παρουσία τιμών τυπικών του ημίξηρου τύπου κλίματος και θα μπορούσε να επαναληφθεί στο μέλλον. Οι ορεινές περιοχές, ιδιαίτερα οι πιό δασωμένες, δέχονται μεγαλύτερο ύψος ετήσιων βροχοπτώσεων συγκριτικά με τις πεδινές περιοχές. Ιδιαίτερη προσοχή πρέπει να δοθεί στη λεκάνη του χειμ. Κόσυνθου όπου έχουμε εμφάνιση πλημμυρικών γεγονότων. Στο σύνολό τους οι σταθμοί εμφανίζουν σαφή τάση σημαντικής μείωσης των βροχοπτώσεων κατά την περίοδο 1964 -1998. Το 23.5% έως 42.5% των ετήσιων βροχοπτώσεων απορρέει και/ή κατεισδύει και τα ποσοστά αυτά θα πρέπει να ληφθούν σοβαρά υπόψη κατά την αξιοποίηση των υδατικών πόρων της ΠΑΜΘ. Σήμερα υπάρχει επιτακτική ανάγκη για βελτίωση του δικτύου των σταθμών.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Bastin G. B., Lorent C., Du que & Gevers M. 1984. Optimal estimation of the average areal rainfall and optimal selection of rain gauge stations. Water resources Reearch, V. 20, No. 4, pp. 463 – 470.

Creutin J. D. & Obled C. 1982. Objective analyses and mapping techniques for rainfall fields: An objective comparison. Water Resources Research, V. 18, No. 2, pp. 413 – 431.

Fetter C. V. 1994. Applied Hydrogeology, 3rd Edition, Macmillan College Publishing Company, New York, 691 p.

Giles B. D. & Flocas, A. A. 1985. Evaporation in Crete a preliminary investigation. Proceeding of 3rd Hellenic – British Climatological Congress, Athens, pp. 238 – 257.

Kavouras, I.G., Michalopoulos N. & Stephanou E.G. 1998. Formation of atmospheric particles from organic acids produced by forests, Nature, No. 395, pp. 683-686.

Kulmala, M., Toivonen, A., Mäkeläle, J.M., & Laaksonen, A. 1998. Analysis of the growth of nucleation mode particles observed in Boreal Forest. Tellus, 50B, pp. 449-462.

Lebel T. G., Bastin G., Obled C., & Creutin J. D. 1987. On the accuracy of areal rainfall estimation: A case study, Water Resources Research, V. 23, No. 11, pp. 2123 – 2134.

Lerner D. L., Mansel – Moulin, M., Dellow, D. G. & Lloyd, J. W., 1982. Groundwater studies in Lima, Peru. Optimal application of water resources. Proceedings Exeter Symposium, IAHs Publ. No. 135, pp. 17 – 30.

Mäkeläle, J.M., Aalto, P., Jokinen, V., Pohja, T., Nissinen, A., Palmroth, S., Markkanen, T., Seitsonen, K., Lihavainen, H., & Kulmala, M. 1997. Observations of ultrafine aerosol particle formation and growth in boreal forest. Geophys. Res. Lett., 24, 1219-1222.

Μπαλαφούτης Χ. 1988. Το ισοζύγιο του ύδατος στον ελλαδικό χώρο. Επιστημονική επετηρίδα του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ., Παράρτημα Αρ. 3, Τόμος 1, Θεσσαλονίκη, σελ. 142.

Παπαδόπουλος Κ. 1993. Η ΥDROBANAL. Μια βάση αρχειοθέτησης, ελέγχου της αξιοπιστίας, επεξεργασίας και ανάλυσης υδρομετεωρολογικών δεδομένων, 2ο Υδρογεωλογικό Συνέδριο – Πάτρα.

Sequin B. 1975. Etude compare de methods d' estimation d' ETP en climate Mediterraneen du Sud de la France (Region d' Anignon). Annales agronomiques, V. 26, No. 2, pp. 671 – 691.

Sumner, G. 1988. Precipitation – Process and Analysis.John Wiley & Sons, New York, pp. 44-106.

Tabios III G. Q. & Salas J. D. 1985. A coparative analysis of techniques for spatial interpolation of precipitation. Water Resources Bulletin, V. 21, No. 3, pp. 365 – 380.

Thornthwaite C. W. & Mather J. R. 1957. Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. Publications in climatology. John Hopking University, V. 10, No. 3.

Τσακίρης, Γ. 1995. Υδατικοί Πόροι: Ι. Τεχνική Υδρολογία. Εκδόσεις "Συμμετρία", Αθήνα 1995, σ. 131-139.

World Meteorological Organization (WMO). 1976. Hydrological network design and information transfer, WMO Operational Hydrology Report, No. 8, 185 p.

ABSTRACT

STUDY OF THE DISTRIBUTION OF PRECIPITATION IN DISTRICT OF EASTERN MACEDONIA AND THRACE FOR THE PERIOD 1964 - 1998

Petalas C.[1], Pliakas F.[2], Diamantis I.[2], Kallioras A.[2]

[1] *Department of Environmental Engineering, Democritus University of Thrace, 67100, Xanthi, xpetalas@civil.duth.gr*

[2] *Section of Geotechnical Engineering, Department of Civil Engineering, Democritus University of Thrace, 67100 Xanthi, fpliakas@civil.duth.gr, jdiam@civil.duth.gr, akall@civil.duth.gr*

This paper refers to the distribution and the quantitative approach of the precipitation of the Region of Eastern Macedonia and Thrace for the period 1964 – 1998 and it is based on data from 64 meteorological stations. The distribution of the precipitation varies significantly according to each different location. The mountainous terrain plays a significant role on the distribution of precipitation while the low height of precipitation is easily observed within the coastal zone. The dense forested areas are characterized by high precipitation heights and flood events. The mean precipitation for the period 1964–1998 is 660 mm. The elaboration of the rainfall data shows a distinct reduction during 1964–1998 with a drought period between 1981 and 1993. December and November are found to be the most wet months, while it is observed that 70.2% of the precipitation occurs between October and March. It is estimated that 76% to 80% of the precipitation are lower than 10 mm. The percentage of annual precipitation which outflows and/or infiltrates ranges between 23.5% to 42.5%.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

ΧΡΟΝΟΛΟΓΗΣΗ ΜΕ ΤΗΝ ΜΕΘΟΔΟ ΤΟΥ U/Th ΣΕ ΘΑΛΑΣΣΙΕΣ / ΛΙΜΝΟΘΑΛΑΣΣΙΕΣ ΑΠΟΘΕΣΕΙΣ ΤΗΣ ΒΔ/ΚΗΣ ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΥ, ΕΛΛΑΔΑ

Σταματόπουλος Λ.[1] , Κοντόπουλος Ν.[1], Voltaggio M.[2] και Branca M.[2]

[1] *Τομέας Γενικής Θαλάσσιας Γεωλογίας και Γεωδυναμικής, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Πατρών 265 00 Ρίο Πάτρα, leonstan@upatras.gr*

[2] *IGAG, Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria, c/o Dip. Sc. Terra - Università "La Sapienza", piazale Aldo Moro 5, Roma, Italy*

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Δείγματα *Arca sp.*και *Cladocora coespitosa*, που βρέθηκαν σε θέσεις διαβίωσης, στα θαλάσσια/λιμνοθαλάσσια ιζήματα στο ανατολικό περιθώριο του νότιου τμήματος της τάφρου του Ρίου - Αντιρρίου και στο δυτικό τέλος της Κορινθιακής τάφρου, συλλέχθηκαν και ραδιοχρονολογήθηκαν με την μέθοδο του U/Th προκειμένου να προσδιοριστεί η απόλυτος ηλικία των προαναφερθέντων ιζημάτων.

Ειδικότερα οι απόλυτες ηλικίες που προέκυψαν από την ραδιοχρονολόγηση των δειγμάτων είναι οι ακόλουθες, για το Άνω Καστρίτσι 203.6 ±11 kyr.s, για τα Αραχωβίτικα 164 ± 5.8 kyr.s και για τον Άγιο Γεώργιο Δρέπανου 88.1 ± 2.3 kyr.s.

Με βάση τις απόλυτες ηλικίες, μπορούμε να αναφέρουμε τα ακόλουθα. Τα λιμνοθαλάσσια ιζήματα στην περιοχή μελέτης ανήκουν στο Ανώτατο Πλειστόκαινο (Τυρρήνιο) και όχι μέχρι το κατώτατο Πλειστόκαινο που αναφέρεται έως τώρα με βιοστρωματογραφικές μεθόδους. Οι πιο πάνω ηλικίες ανήκουν στα ισοτοπικά στάδια 7, 6, 5 αντίστοιχα.

Με βάση τις προαναφερθείσες ηλικίες ο σχετικός ρυθμός ανύψωσης που υπολογίστηκε είναι, 2.8 $mm \cdot yr^{-1}$ και 4.8 $mm \cdot yr^{-1}$στις περιοχές Άνω Καστρίτσι και Άγιο Γεώργιο Δρέπανου αντίστοιχα, για το ανατολικό περιθώριο του νότιου τμήματος της τάφρου Ρίου - Αντιρρίου. Για δε την περιοχή Αραχωβίτικα στο δυτικό τέλος της Κορινθιακής τάφρου ο σχετικός ρυθμός ανύψωσης είναι 0.4 $mm \cdot yr^{-1}$.

Οι διαφορετικοί σχετικοί ρυθμοί ανύψωσης για τις δύο τάφρους που προκύπτουν, δείχνουν πιθανότατα διαφορετική νεοτεκτονική και παλαιογεωγραφική εξέλιξη των λεκανών των δύο τάφρων οι οποίες εξακολουθούν και σήμερα να είναι τεκτονικά ενεργές.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιείται η μέθοδος της ραδιοχρονολόγησης με U/Th σε δείγματα *Arca sp.* και *Cladocora coespitosa* που βρέθηκαν σε θέσεις διαβίωσης στις τάφρους του Ρίου - Αντίρριου και της Κορινθιακής προκειμένου επιτευχθούν οι παρακάτω στόχοι.

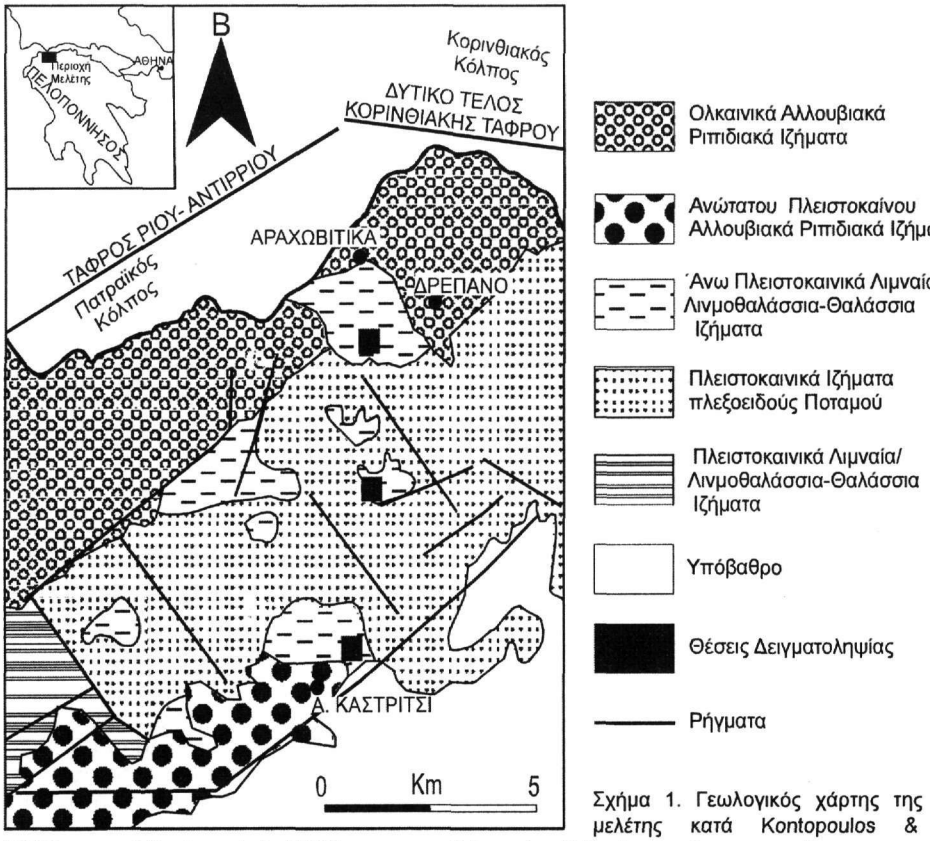
Να προσδιοριστεί η απόλυτης ηλικία αυτών των ιζημάτων και να συγκριθεί, με τις ήδη γνωστές από την βιβλιογραφία ηλικίες που έχουν προσδιοριστεί με βάση βιοστρωματογραφικές μεθόδους.

Να υπολογιστεί ο ρυθμός ανύψωσης της περιοχής και να διαπιστωθεί η παρουσία όμοιας ή διαφορετικής συμπεριφοράς μεταξύ των δύο τάφρων.

2 ΓΕΩΛΟΓΙΑ

Η περιοχή μελέτης βρίσκεται στην ΒΔ/κή Πελοπόννησο και συγκεκριμένα στο νότιο τμήμα της τάφρου του Ρίου - Αντιρρίου και στο δυτικό άκρον της Κορινθιακής τάφρου. Χαρακτηρίζεται από μια σύνθετη λιθοστρωματογραφία (Kontopoulos & Zelilidis, 1997). Οι δύο αυτοί τάφροι διαμορφώθηκαν κατά τη διάρκεια του Ανώτερου Πλειόκαινου και ακόμη και σήμερα είναι δυο ενεργοί τάφροι (Doutsos et al., 1988), (Σχ. 1).

Μια γενική λιθοστρωματογραφική εικόνα στην περιοχή μελέτης, από τα παλαιότερα προς νεότερα, είναι η ακόλουθη (Σχ. 2):



Σχήμα 1. Γεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης κατά Kontopoulos & Zelilidis, (1997)και κατά Doutsos et al., (1988), τροποποιηθείς μετά τα δεδομένα αυτής της εργασίας.

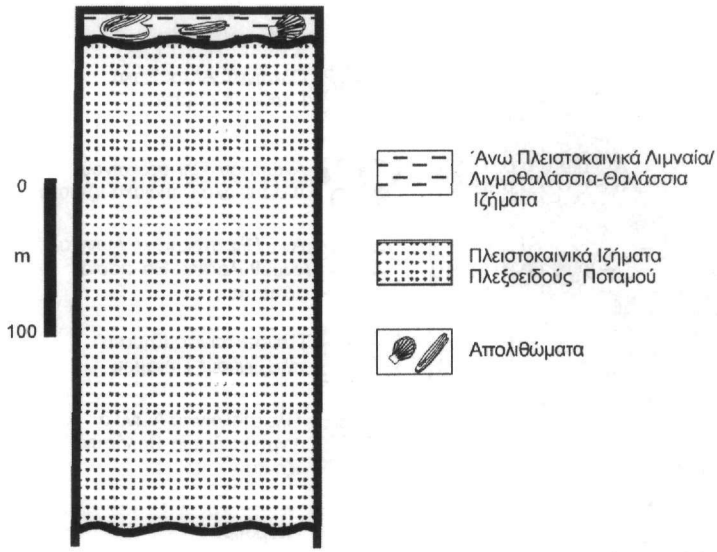
Μια κατώτερη λιμναία/λιμνοθαλάσσια φάση με μη εκτιθέμενη επιφανειακή εμφάνιση που το πάχος της φτάνει περίπου τα 180m (σύμφωνα με στοιχεία από γεωτρήσεις). Στην φάση αυτή αναγνωρίστηκαν *Cardium sp.*, απολιθωμένα φύλλα καθώς και οστρακώδη λιμναίας φάσης (Συμεωνίδης κ.α. 1987).

Ασύμφωνα επί της λιμναίας/λιμνοθαλάσσιας ακολουθεί μια φάση πλεξοειδούς ποταμού που το πάχος της φτάνει τα 300m περίπου. Η συγκεκριμένη φάση χαρακτηρίζεται από επαναλαμβανόμενες εναλλαγές χονδρόκοκκου και λεπτόκοκκου υλικού (Kontopoulos & Zelilidis, 1997). Ασύμφωνα επί της ποτάμιας φάσης ακ λουθεί μια λιμναία/λιμνοθαλάσσια-θαλάσσια φάση πάχους κατά θέσεις μέχρι και 20m περίπου. Η συγκεκριμένη ακολουθεία συγκροτείται στη βάση της από χερσαία κροκαλοπαγή τα οποία μεταβαίνουν προς τα επάνω σ' έναν απολιθωματοφόρο ορίζοντα από εναλλαγές αμμώδους πηλού - πηλώδους άμμου και η οποία κλίνει με χερσαία κροκαλοπαγή.

Τα απολιθώματα που χαρακτηρίζουν τον απολιθωματοφόρο ορίζοντα είναι *Cardium, sp. Cerithium sp., Venus sp., Ostrea sp., Tapes sp., Dentalium sp. Pecten sp., Chlamys sp., Murex sp., Arca sp.,Cladocora coespitosa,* οστρακώδη, καθώς και απολιθωμένα φυτικά λείψανα

Από τον Ψαριανό (1951) η ηλικία των στρωμάτων των μαργαϊκών σχηματισμών στην Αχαΐα, με βάση τις συγκεντρώσεις των μακρο-απολιθωμάτων τοποθετείται, από το κατώτερο Πλειόκαινο έως το κατώτερο Πλειστόκαινο. Ο Συμεωνίδης κ.α. (1987) με βάση το σύνολο της θαλάσσιας, λιμναίας και χερσαίας πανίδας και χλωρίδας που περικλείονται σε στρώματα γειτνιάζοντα με την περιοχή μελέτης προσδιορίζουν ότι η ηλικία τους κυμαίνεται από το ανώτατο Πλειόκαινο έως το κατώτατο Πλειστόκαινο. Η ηλικία των λιμνοθαλάσσιων/θαλάσσιων σχηματισμών στην περιοχή του Καστρι-

τσίου , κοντά στην περιοχή μελέτης, έχει προσδιορίστέ από τους Stamatopoulos et. al. (1994) και Frydas (1989) από το μέσο ως το ανώτατο Πλειστόκαινο. Οι Stamatopoulos et. al. (1994) υπολογίζουν και έναν ρυθμό ανύψωσης για την περιοχή της τάξεως των 4 mm•yr^{-1}.



Σχήμα 2. Στρωματογραφική στήλη της περιοχής μελέτης.

3 ΜΕΘΟΔΟΣ ΜΕΛΕΤΗΣ ΚΑΙ ΧΡΟΝΟΛΟΓΗΣΕΙΣ

Για την επίτευξη των προαναφερθέντων στόχων συλλέχθηκαν δείγματα, *Cladocora coespitosa* σε υψόμετρο 70m (Αραχωβίτικα) από το σημερινό επίπεδο της στάθμης της θάλασσας από το δυτικό άκρο της Κορινθιακής τάφρου και *Arca sp*, από υψόμετρο 615m (Άνω Καστρίτσι) και 451m (Άγιος Γεώργιος Δρεπάνου) από το σημερινό επίπεδο της στάθμης της θάλασσας, στην ανατολική πλευρά του νοτίου τμήματος της τάφρου του Ρίου-Αντιρρίου. Τα δείγματα που αναλύθηκαν δεν παρουσίασαν ανωμαλίες. Η ηλικία των δειγμάτων, *Cladocora coespitosa* και *Arca sp*, καθορίστηκε με την μέθοδο χρονολόγησης ^{230}Th κάνοντας χρήση της IDA (Isotope Dilution Analysis). Οι αναλυτικές διαδικασίες για το διαχωρισμό του U and Th αναφέρονται από τον Lally (1992). Η σχέση των ραδιενεργών λόγων του ^{230}Th/^{234}U και ^{234}U/^{238}U μετρήθηκαν με την χρήση α- φασματομετρίας. Τα αναλυτικά αποτελέσματα των λόγων και οι ηλικίες των δειγμάτων φαίνονται στον (Πιν. 1).

Πίνακας 1. Τοποθεσίες, αναλυτικοί αποτελέσματα και οι ηλικίες από τα δείγματα *Cladocora coespitosa και Arca sp.* που αναλύθηκαν με την μέθοδο του ^{230}Th/^{234}U από την περιοχή μελέτης.

Δείγμα	$U_{(ppm)}$	^{230}Th/^{232}Th	^{230}Th/^{234}U	^{234}U/^{238}U	^{234}U/$^{238}U_{init}$	Age(kyrs)
AR	2.71±*0.05*	223.9	0.79±*0.01*	1.07±*0.02*	1.11±*0.03*	164.2±*5.8*
AH	3.60±*0.06*	407.4	0.92±*0.02*	1.53±*0.02*	1.95±*0.05*	203.6±*11*
AG	5.43±*0.16*	33.6	0.57±*0.01*	1.12±*0.02*	1.29±*0.03*	88.1±*2.3*

AR=ΑΡΑΧΩΒΙΤΙΚΑ, AH=ΑΝΩ ΚΑΣΤΡΙΤΣΙ, AG=ΑΓΙΟΣ ΓΕΩΡΓΙΟΣ, Σφάλμα = 1σ

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Με βάση τις απόλυτες ηλικίες συμπερασματικά μπορούμε να αναφέρουμε τα ακόλουθα:

1 Τα λιμνοθαλάσσια-θαλάσσια ιζήματα στην περιοχή μελέτης ανήκουν στο Ανώτατο Πλειστόκαινο (Τυρρήνιο) και όχι μέχρι το κατώτατο Πλειστόκαινο που αναφέρεται έως τώρα. Ειδικότερα δηλώνουν τα ακόλουθα ισοτοπικά στάδια. Το δείγμα Άνω Καστρίτσι 203.6 +/-11 kyrs, το ισοτοπικό

στάδιο 7. Το δείγμα Αραχωβίτικα 164 +/- 5.8 kyrs, το ισοτοπικό στάδιο 6. Το δείγμα Άγιος Γεώργιος 88.1 +/- 2.3 kyrs, το ισοτοπικό στάδιο 5.

2 Οι προαναφερθείσες ηλικίες δηλώνουν έναν σχετικό ρυθμό ανύψωσης 2.8 mm/yr. και 4.8 $mm \cdot yr^{-1}$στις περιοχές Άνω Καστρίτσι και Άγιο Γεώργιο Δρέπανου αντίστοιχα, του ανατολικότερου τμήματος της τάφρου του Ρίου ενώ. στην περιοχή Αραχωβίτικα στο δυτικό άκρο της Κορινθιακής τάφρου ο σχετικός ρυθμός ανύψωσης είναι 0.4 $mm \cdot yr^{-1}$.

3 Οι διαφορετικοί σχετικοί ρυθμοί ανύψωσης για τις δύο τάφρους που προκύπτουν, υποδηλώνουν πιθανότατα διαφορετική νεοτεκτονική και παλαιογεωγραφική εξέλιξη των λεκανών των δύο τάφρων οι οποίες εξακολουθούν και σήμερα να είναι τεκτονικά ενεργές.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Συμεωνίδης Ν., Θεοδώρου, Γ., Schutt, H. & Βελιτζέλος, Ε. 1987. Παλαιοντολογικές και στρωματογραφικές παρατηρήσεις σε περιοχές της Αχαΐας και Αιτωλοακαρνανίας (Δ. Ελλάδα). Ann. Geol. Pays Hellen., 38, 317-353.

Ψαριανός Ν. 1951. Αι Πλειοκαινικαί αποθέσεις της Αχαΐας. Ann. Geol. Pays Hellen., 3, 193- 214.

Doutsos et al., 1988. The Corinth-Patras rift as the initial stage of continental fragmentation behind an active island arc (Greece). Basin Research. 1, 177-190.

Frydas D., 1989. Biostratigraphische Untersuchungen aus dem Neogen der NW und W Peloponnes, Griechenland.-N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 6321-344.

Kontopoulos N. & Zelilidis A. 1997. Depositional environments of the coarse-grained lower Pleistocene deposits in the Rio-Antirio basin, Greece. In: Engineering Geology and the Environment , Marinos, G. C., Koukis, G. C., Tsabaos , S. G. C., (Eds), Proc. Int. Symp., A. A. Balkema, Rotterdam, 199-204.

Lally E. 1992. Chemical procedures. In: Ivanovich, M. & R. S. Harmon eds, (1992): Uranium - series Disequilibrium, Clarendon Press, 95-125.

Stamatopoulos L., Voltaggio, M. & Kontopoulos, N. 1994. $^{230}Th/^{238}U$ Dating of Corals from Tyrrhenian marine deposits and the Paleogeographic Evolution of the western Peloponnesus (Greece). Munster. Forsch. Geol. Palaont., 76, 345-352.

ABSTRACT

RADIOCHRONOLOGICAL DATA WITH U/TH METHOD IN LAGUNAL /MARINE DEPOSITS OF THE NW PELOPONNESE, GREECE.

Stamatopoulos L. [1] , Kontopoulos N. [1], Voltaggio M. [2] and Branca M. [2]

[1] *Section of General Marine Geology and Geodynamics, Department of Geology, University of Patras 265 00 Rio Patras, leonstan@upatras.gr*

[2] *IGAG, Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria, c/o Dip. Sc. Terra - Università "La Sapienza", piazale Aldo Moro 5, Roma, Italy*

Pleistocene lagoonal sediments exposed in northwestern Peloponneses were dated by U/Th methods in *Cladocora coespitosa* and in *Arca sp.* samples, were collected from the southern part of the Rion – Antirrion and western end of the Corinth grabens, which were both formed in the upper Pliocene.

Our dating results, indicate a Tyrrhenian age, Upper Pleistocene, and not Lower Pleistocene ages which were reported for these sediments up until now.

In particular, the absolute ages from the collected samples from Ano Kastrisi are 203.6 ±11 kyr.s, from Arachovitika 164 ± 5.8 kyr.s and from Agios George Drepanou 88.1 ± 2.3 kyr.s. The above ages belong in isotopic stages 7, 6, 5 respectively.

Based on the U/Th reported ages the calculated relatives rates of uplift are, 2.8 $mm \cdot yr^{-1}$ and 4.8 $mm \cdot yr^{-1}$ for the areas of Ano Kastrisi and Agios George Drepanou respectively (south-eastern margin of the Rion – Antirrion graben) and 0.4 $mm \cdot yr^{-1}$ Arachovitika samples (western end of Corinth graben).

The calculated different relatives rates of uplift demonstrate probably that the two grabens had a different neotectonic and paleogeographic evolution.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσσαλονίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

ΤΟ ΚΑΡΣΤ ΣΤΗΝ ΑΝΩ ΒΛΑΣΙΑ ΑΧΑΪΑΣ ΚΑΙ Η ΕΝΟΤΗΤΑ ΩΛΟΝΟΥ – ΠΙΝΔΟΥ ΩΣ ΠΑΡΑΓΟΝΤΑΣ ΔΙΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΑΥΤΟΥ

Τσουκαλάς Ν.[1], Παπαδοπούλου – Βρυνιώτη Κ.[2]

[1] *Τμήμα Γεωλογίας, Εθνικό και Καποδιστριακό Παν/μιο Αθηνών 157 84 Αθήνα, niktsouk@hotmail.com*

[2] *Τομέας Γεωγραφίας-Κλιματολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Εθνικό και Καποδιστριακό Παν/μιο Αθηνών 157 84 Αθήνα*

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η ερευνώμενη περιοχή περιλαμβάνει την υδρολογική λεκάνη του ποταμού Σελινούντα (Άνω Βλασία Αχαΐας) στον ανατολικό Ερύμανθο (Ωλονό). Αναπτύσσεται μεταξύ των 700 – 2.169 μ. και καταλαμβάνει έκταση 30 Km^2. Ανήκει στη γεωτεκτονική ενότητα Ωλονού – Πίνδου που χαρακτηρίζεται από λιθοστρωματογοαφική ανομοιογένεια, έντονη πτύχωση, αλλεπάλληλες εφιππεύσεις με διευθύνσεις ΒΑ – ΝΔ και εγκάρσια προς αυτές ρήγματα. Οι λιθοστρωματογραφικές και τεκτονικές συνθήκες καθόρισαν την ανάπτυξη ενός κατευθυνόμενου καρστ με πολλά επίπεδα βάσης της καρστικοποίησης.

Η ατελής ανάπτυξη επιφανειακού καρστ, η καλή ανάπτυξη υπόγειου καρστ, καρστικών πηγών, σημαντικού δε επιφανειακού υδρογραφικού δικτύου και βλάστησης, επιτρέπουν την κατάταξη της ερευνηθείσας περιοχής στον Μεταβατικό τύπο καρστ κατά Cvijic (1926) ή στο Ημικάρστ κατά Grund (1903).

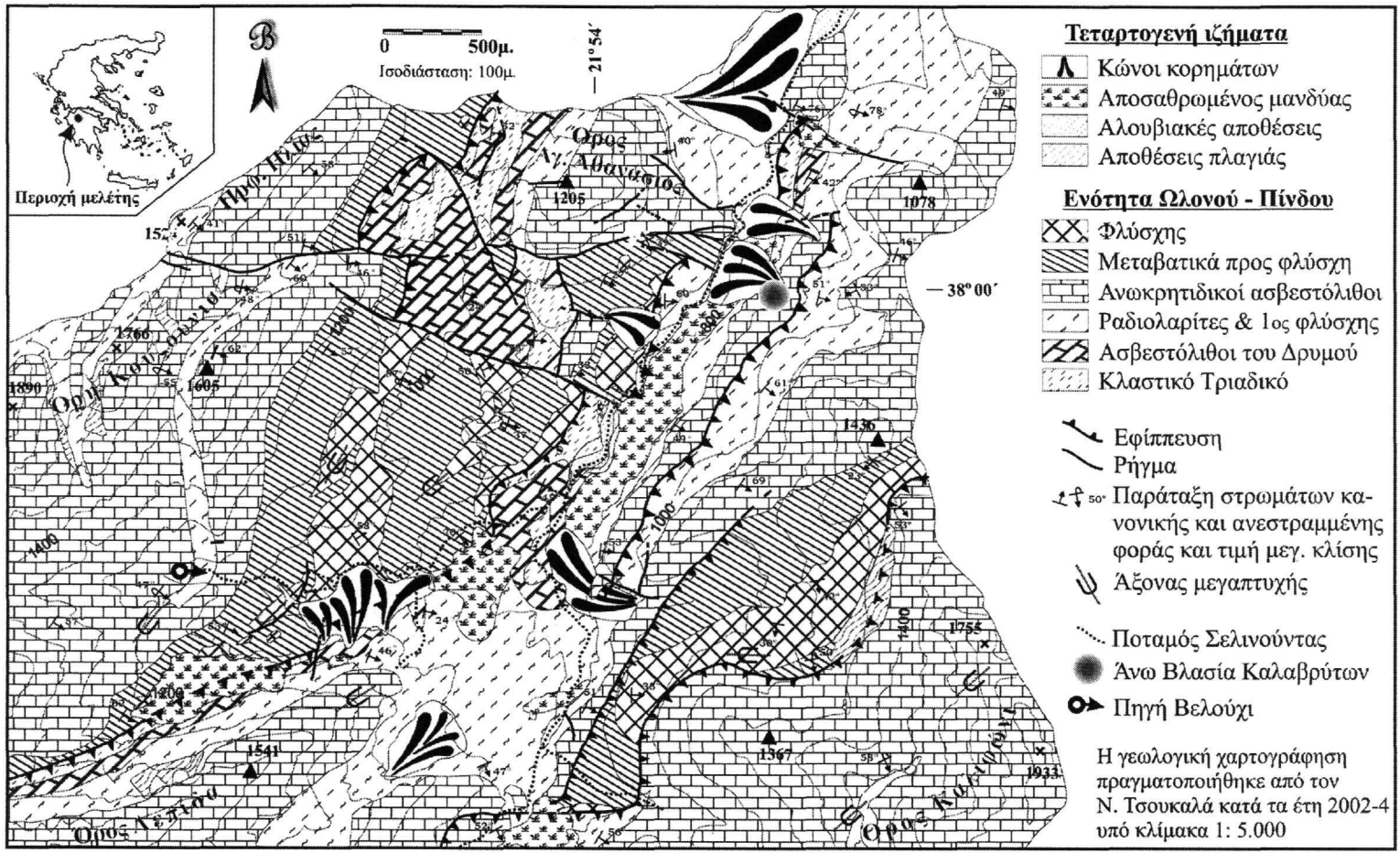
1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η υπό έρευνα περιοχή βρίσκεται 220χλμ. δυτικά της Αθήνας και 27χλμ. νοτιοδυτικά των Καλαβρύτων στη βόρεια Πελοπόννησο (Σχ. 1). Περιλαμβάνει την υδρολογική λεκάνη του άνω ρου του ποταμού Σελινούντα με έκταση 30 Km^2 περίπου, που αναπτύσσεται σε υψόμετρο 700 – 2.169 μ. και καθορίζεται από τις κορυφές της οροσειράς του Ερυμάνθου (Ωλονός) Καλιφώνι (1.996 μ.), Σκουτέλι (1.757 μ.), Ψηλές Κορυφές (1.878 μ.), Λεπίδα (1.893 μ.), Μουγγίλα (2.169 μ.), Κουζούνια (1.766 μ.) και Αγ. Αθανάσιος (1.205 μ.)

Το κλίμα της περιοχής είναι ηπειρωτικό - υγρό με δροσερό θέρος. Το μέσο ύψος των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων υψηλό, υπερβαίνει τα 1400 mm το χρόνο, συμβάλλοντας καθοριστικά στην δημιουργία του καρστ και του ποταμού Σελινούντα ο οποίος κινούμενος βορειοανατολικά, εκβάλλει ανατολικά του Αιγίου.

2 ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Η γεωτεκτονική ενότητα «Ωλονού – Πίνδου» κυριαρχεί πλήρως στην μελετώμενη περιοχή. Αναπτύσσονται όλοι οι σχηματισμοί της ενότητας από το Αν. Τριαδικό μέχρι και το Ηώκαινο (Σχ. 1). Πιο συγκεκριμένα, η βάση δομείται από κλαστικά ιζήματα του Ανωτέρου Τριαδικού μερικών δεκάδων μέτρων, τα οποία και εξελίσσονται σε πλακώδεις ασβεστολίθους «του Δρυμού» με *Halobies* πάχους 80 μ. περίπου. Ακολούθως και από το μέσο Ιουρασικό εμφανίζεται το πυριτικό τμήμα της στρωματογραφικής κολώνας οι ραδιολαρίτες, με πάχος ιζημάτων το οποίο ξεπερνάει τα 100 μ., και τον «πρώτο φλύσχη» να εμφανίζεται κατά θέσεις σηματοδοτώντας το πέρασμα στην πιο χαρακτηριστική και σημαντική λιθολογία της ενότητας, τους πλακώδεις ανωκρητιδικούς ασβεστολίθους. Το πάχος τους αν και δεν μπορεί να υπολογισθεί στην ύπαιθρο εξαιτίας του βαθμού και της έντασης των πτυχών και των λεπιώσεων, τοποθετείται με βιβλιογραφικά δεδομένα στα 200 μ. (Flament



Σχήμα 1. Γεωλογικός χάρτης του βορείου τμήματος της υδρολογικής λεκάνης του άνω ρου του ποταμού Σελινούντα (Ν. Αχαΐας)

1972, Flament 1973). Καταλαμβάνουν συγκριτικά τις μεγαλύτερες εκτάσεις και όλα τα δεσπόζοντα υψώματα της λεκάνης. Στρωματογραφικά υπερκείμενα είναι τα μεταβατικά ιζήματα προς τον φλύσχη αποτελούμενα από λεπτοπλακώδεις ασβεστολίθους και κλαστικές ενδιαστρώσεις οι οποίες σταδιακά και προς τα υπερκείμενα αυξάνουν σε συχνότητα, με το πάχος του σχηματισμού να μην ξεπερνά τα 150 μ. Η ακολουθία συμπληρώνεται με τον φλύσχη με ηλικία λήξης της φλυσχογένεσης στο Αν Ηώκαινο τόσο στην Πελοπόννησο όσο και στην ηπειρωτική Ελλάδα (Dercourt 1964, Τσόφλιας 1970, Fleury 1980).

Η γεωλογική δομή της ευρύτερης περιοχής χαρακτηρίζεται από μεγάλη πολυμορφία, με συχνές εναλλαγές διαφορετικών λιθολογιών και με έντονη τεκτονική παραμόρφωση σε όλη την έκταση. Εκφράζεται με αλλεπάλληλες διαδοχικές εφιππεύσεις γενικής διεύθυνσης ΒΑ –ΝΔ οι οποίες και διακόπτονται συχνά από εγκάρσια ρήγματα. Αλλά και η συνεχής παραμόρφωση εκφράζεται εντυπωσιακά με πτυχές διαφόρων μορφών σε όλες τις κλίμακες. Όλα αυτά τα στοιχεία προσδίδουν μία ιδιαίτερα χαρακτηριστική εικόνα με γραμμική ανάπτυξη των επιμέρους λιθολογιών (Σχ. 1).

3 ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ ΚΑΙ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΚΑΡΣΤ

Η υπό έρευνα περιοχή δεν καλύπτεται από μία ανθρακική παχυστρωματώδη μάζα μεγάλου πάχους όπως συμβαίνει σε άλλες περιοχές (ΝΑ Πελοπόννησο, Δ Ήπειρο, Α Μακεδονία), αλλά από διαρκείς εναλλαγές των ιζημάτων της ενότητας Ωλονού – Πίνδου τα οποία και χαρακτηρίζονται αναμεταξύ τους από διαφορετική υδρογεωλογική συμπεριφορά. Πιο συγκεκριμένα, τα κλασικά ιζήματα του τριαδικού, οι ραδιολαρίτες και ο φλύσχης ως αδιαπέρατα – υδατοστεγή πετρώματα μέσω των οποίων περιορίζεται η διέλευση του κατεισδύοντος ύδατος μέσα από την βραχομάζα. Από την άλλη μεριά, οι τριαδικοί, οι ανωκρητιδικοί ασβεστόλιθοι και σε σημαντικό βαθμό τα μεταβατικά ιζήματα προς τον φλύσχη αποτελούν εκείνες τις λιθολογικές ενότητες στις οποίες συναντάται ενδιαφέρουσα υδροφορία και κατά συνέπεια λαμβάνει χώρα το φαινόμενο της καρστικοποίησης.

Επιπλέον, η κίνηση του υπόγειου νερού πραγματοποιείται και από τις πάσης φύσεως ασυνέχειες οι οποίες εκτός από τεκτονικές (διακλάσεις, ρήγματα) όπως συναντώνται και στους παχυστρωματώδεις νηριτικούς ασβεστολίθους άλλων ενοτήτων (Γαβρόβου – Τριπόλεως, Παρνασσού – Γκιώνας κ.α.), είναι και στρωματογραφικές. Σε κλίμακα λιθολογικής μονάδας οι ασβεστόλιθοι όπως και οι άλλες λιθολογίες εμφανίζονται με λεπτοπλακώδη δομή. Στην περιοχή μελέτης, οι τριαδικοί ασβεστόλιθοι του «Δρυμού» εμφανίζονται λεπτοστρωματώδεις με το πάχος των ανθρακικών πλακών να μην υπερβαίνει τα 15 εκ. Οι ανθρακικοί σχηματισμοί δεν διατάσσονται με αμιγώς ασβεστολιθικές στρώσεις αλλά συχνά παρατηρούνται πυριτικής – πηλιτικής σύστασης παρεμβολές υπό την μορφή λεπτών μεμονωμένων στρώσεων ή κονδύλων, συμβάλλοντας καθοριστικά στην εκτροπή ή τον περιορισμό τοπικά της υπόγειας ροής. Έτσι προκαλείται τοπικά η ανάσχεση της καρστικής διάλυσης και κατά συνέπεια κατά θέσεις υφίσταται υδραυλική απομόνωση καρστικών αγωγών που ανήκουν στην ίδια ασβεστολιθική μάζα.

Το βάθος μέχρι το οποίο πραγματοποιείται η καρστικοποίηση καθορίζεται από την θέση την οποία κατέχει το αδιαπέρατο υπόβαθρο. Οι υδατοστεγείς σχηματισμοί μπορεί να υπόκεινται των ανθρακικών μαζών είτε λόγω στρωματογραφίας, είτε λόγω πτυχώσεων, είτε εξαιτίας της τεκτονικής των εφιππεύσεων. Συχνό είναι το φαινόμενο κατά το οποίο η υπόγεια ροή και κατά συνέπεια η καρστικοποίηση εμποδίζονται πλευρικά από την παρουσία μιας ρηξιγενούς δομής ή μιας εφίππευσης, με τους διαπερατούς και αδιαπέρατους σχηματισμούς να έρχονται σε τεκτονική σχέση μεταξύ τους.

4 ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΟΥ ΚΑΡΣΤ

Από την διενέργεια εργασιών υπαίθρου σε πολλές θέσεις της υδρολογικής λεκάνης του άνω ρου του ποταμού Σελινούντα, διερευνήθηκαν οι τρόποι ανάπτυξης και εκδήλωσης της καρστικής διάλυσης, αφού έγινε η συλλογή και ανάλυση όλων εκείνων των στοιχείων τα οποία συνδέονται με την εμφάνιση και γένεση των καρστικών γεωμορφών. Οι καρστικές μορφές οι οποίες αναγνωρίστηκαν και παρουσιάζονται παρακάτω μπορούν να καταταχτούν τόσο σε επιφανειακές όσο και σε υπόγειες. Σημαντικός είναι ο ρόλος της καρστικοποίησης στην εμφάνιση των τόσων πολλών καρστικών πηγών στην περιοχή, γι' αυτό και παρουσιάζονται ως ξεχωριστή υποενότητα.

4.1 Επιφανειακό καρστ

Από την έρευνα του επιφανειακού καρστ, ανευρέθεισαν πολλές και ποικίλες καρστικές γεωμορφές σε διαφορετικά υψόμετρα και μορφολογικές κλίσεις επιφανειών, όπως μικρές γλυφές, τεκτονικές αυλακώσεις, καλυμμένες γλυφές (καρστικές οπές, χύτρες), δολίνες και ξηρές καρστικές κοιλάδες.

Οι μικρές γλυφές έχουν μήκος από 5 – 40 εκ., το πλάτος τους είναι μέχρι 4 εκ. ενώ το βάθος τους δεν ξεπερνά τα 2 εκ. Συναντώνται και σε ασβεστολίθους οι οποίοι περιέχουν αρκετά εγκλείσματα από πυριτιόλιθους χρώματος καφέ, που εμφανίζονται σαν εξογκώματα ως ανθεκτικοί στη χημική διάλυση. Οι γλυφές αυτές εμφανίζονται χωρίς διαφορές τόσο στους τριαδικούς όσο στους πλακώδεις ασβεστολίθους, αλλά και στα μεταβατικά ιζήματα προς τον φλύσχη. Συχνό είναι το φαινόμενο κατά το οποίο οι μικρές γλυφές δημιουργούνται παράλληλα και πάνω στις επιφάνειες στρώσης των λεπτοπλακωδών σχηματισμών. Μεγαλύτερες γλυφές εμφανίζονται κυρίως σε μεγάλα υψόμετρα όπως στο όρος Κρεκάκι στα 1650 μ. σε ασβεστολιθικές επιφάνειες με κλίσεις άνω των 50^0, αλλά και σε χαμηλότερες και ομαλότερες περιοχές. Οι διαστάσεις τους είναι της τάξεως των 15 εκ. πλάτος, 5εκ. βάθος, το δε μήκος μπορεί να είναι και μεγαλύτερο του 1 μ. (Σχ. 3).



Σχήμα 3. Γλυφές οι οποίες έχουν δημιουργηθεί παράλληλα με την επιφάνεια στρώσης των μεταβατικών ιζημάτων προς τον φλύσχη.

Άλλες επιφανειακές καρστικές μορφές μικρών διαστάσεων είναι οι τεκτονικές αυλακώσεις. Το πλάτος των αυλάκων φτάνει μέχρι 10 εκ., αλλά το βάθος τους αναλογικά πολύ μεγαλύτερο μπορεί να φτάνει και να ξεπερνάει αρκετές φορές τα 2 μ. Η δημιουργία τους αρχικά οφείλεται σε τεκτονικά αίτια τα οποία έχουν κερματίσει τον ανθρακικό σχηματισμό. Γι' αυτό και συναντώνται σε όλους τους ανθρακικούς σχηματισμούς αλλά σε περιοχές πλησίον ρηγμάτων ή εφιππεύσεων. Καρστικοί σχηματισμοί αυτού του είδους συνήθως ακολουθούν τα υπάρχοντα συστήματα διακλάσεων τα οποία δεν χαρακτηρίζονται από σταθερό προσανατολισμό εξαιτίας την έντασης της παραμόρφωσης. Συναντήθηκαν σε αρκετές περιοχές και σε ποικίλα υψόμετρα, συγκεκριμένα νότια από τον Αγ. Αθανάσιο στα 900 μ., στον Πρφ. Ηλία στα 1.300 μ. και στο όρος Σκουτέλι πάνω από τα 1.500 μ. Τόσο οι τεκτονικές αυλακώσεις όσο και οι καρστικές οπές είναι συνδεδεμένες με διεργασίες σπηλαιογένεσης αφού διευκολύνουν την ταχεία διακίνηση μεγαλύτερων ποσοτήτων νερού σε μεγαλύτερα βάθη και με μεγαλύτερη ταχύτητα (Παπαδοπούλου 1989, Παπαδοπούλου 1990).

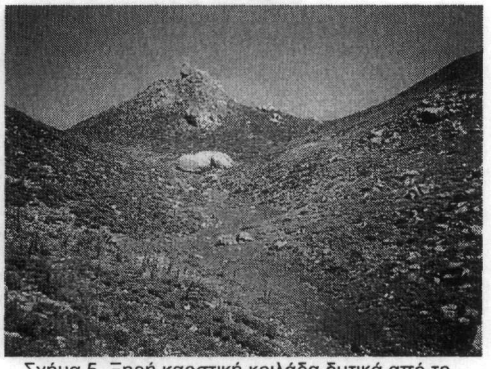
Σε αρκετές περιπτώσεις όπου ο επιφανειακός εδαφικός μανδύας έχει απομακρυνθεί, αποκαλύφθηκε η παρουσία καλυμμένων γλυφών. Εμφανίζονται σε αρκετές θέσεις όχι στα μεγάλα υψόμετρα, με μεγαλύτερη συχνότητα στις δασοσκεπείς εκτάσεις. Στις καλυμμένες γλυφές ανήκουν και οι καρστικές οπές που κατά θέσεις παρουσιάζουν σημαντική ανάπτυξη σχηματίζοντας συμπλέγματα τόσο σε ανωκρητιδικούς ασβεστολίθους, όσο και σε μεταβατικά ιζήματα προς τον φλύσχη. Οι κυλινδρικές οπές έχουν διάμετρο μέχρι 15 εκ. ενώ αναπτύσσονται σε βάθος το οποίο μπορεί να ξεπερνά το 1,5 μ. Η επιμήκης διεύθυνσή τους σε ορισμένες περιπτώσεις ακολουθεί την επικρατούσα διεύθυνση της στρώσης. Κατά θέσεις σε ευαίσθητες περιοχές του πετρώματος, δηλαδή επιφάνειες στρώσης ή σημεία τομής δύο συστημάτων διακλάσεων, εμφανίζονται μικρές χύτρες.

Από τις επιφανειακές μορφές μεγάλων διαστάσεων οι δολίνες είναι οι μοναδικές μορφές που απαντώνται στην περιοχή και πιο συγκεκριμένα στα ανατολικά όρια του επιφανειακού υδροκρίτη. Στον αυχένα που δημιουργείται αναμεταξύ των κορυφών Καλιφώνι (1.996 μ.) και Σκουτέλι (1.757 μ.), σε μία επιμήκη έκταση 700 μ. περίπου διεύθυνσης ΒΑ – ΝΔ, όπου η μορφολογική κλίση είναι αρκετά μικρή και το μέσο υψόμετρο της θέσης αυτής στα 1.630 μ. αναπτύσσεται ένα πεδίο δολινών. Πρόκειται για αβαθείς δολίνες μέχρι 5 μ. βάθος με κλίση στα πρανή τους όχι πάνω από 20°, ενώ η διάμετρός τους δεν ξεπερνά τα 30 μ. Ο πυθμένας σχετικά επίπεδος καλύπτεται από ένα λεπτό στρώμα από terra – rossa. Εδράζονται σε λεπτοπλακώδεις ανωκρητιδικούς ασβεστολίθους σχεδόν κατακόρυφης κλίσης στρωμάτων και διεύθυνσης ΒΑ – ΝΔ, όμοιας με την επιμήκη διεύθυνση ανάπτυξης των δολινών. Δυτικά από το Σκουτέλι σε υψόμετρο 1.660 μ. εντοπίσθηκαν και άλλες δολίνες ποικίλων διαστάσεων με τον επιμήκη άξονά τους μέχρι 50 μ. και ύψος των κλιτύων άνω των 5 μ. (Σχ. 4). Η καρστική διάλυση έχει λάβει χώρα κατά μήκος της διεύθυνσης των επιφανειών στρώσης, με αποτέλεσμα οι δολίνες συχνά να έχουν ελλειψοειδές σχήμα με τον μεγάλο άξονα να ακολουθεί την διεύθυνση της στρώσης. Πρόκειται συνεπώς για δολίνες στρώσεως (Papadopoulou 1996).

Στις επιφανειακές καρστικές μορφές ανήκουν και οι Ξηρές καρστικές κοιλάδες (Papadopoulou 2002). Η συχνότητα εμφάνισής τους αυξάνεται σταδιακά με το υψόμετρο έτσι ώστε άνω των 1.500 μ. να εμφανίζονται σε όλους τους ορεινούς όγκους. Δυτικά από την κορυφή του όρους Λεπίδα σε υψόμετρο 1.700 μ., πολύ κοντά στον υδροκρίτη συναντάται μία ξηρή καρστική κοιλάδα πολύ μικρής κλίσης με μαιανδρική μορφή. Η κοίτη της έχει καλυφθεί από λεπτομερή υλικά τα οποία προέρχονται από την χημική διάλυση του ασβεστολίθου (Σχ. 5).



Σχήμα 4. Αβαθής δολίνη στρώσεως δυτικά από το όρος Σκουτέλι (υψ. 1660 μ.)



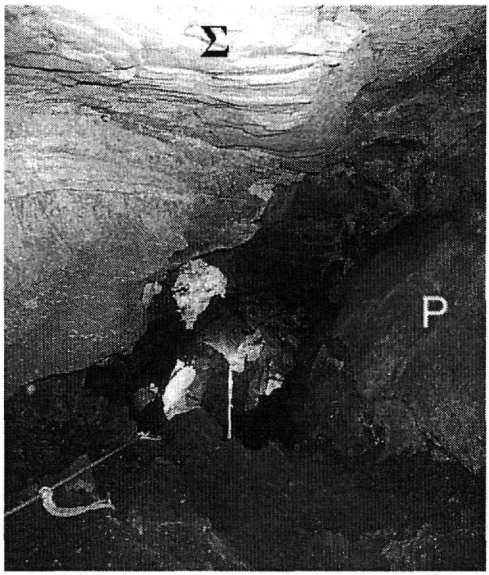
Σχήμα 5. Ξηρή καρστική κοιλάδα δυτικά από το όρος Λεπίδα (υψ. 1.700 μ.)

4.2 Υπόγειο καρστ

Από την έρευνα του υπόγειου καρστ στην περιοχή εντοπίστηκαν σπήλαια, βάραθρα και ένας υπόγειος ποταμός

Αναλύοντας τα σημαντικότερα σπήλαια, ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει υπόγειο έγκοιλο το οποίο συναντάται στις ΝΝΔ παρυφές του ορεινού όγκου Αγ. Αθανάσιος, ανατολικά από τη θέση Γεράκι. Φιλοξενείται σε ανωτριαδικούς ασβεστολίθους «του Δρυμού» με λεπτοπλακώδη εμφάνιση και σταθερή κλίση των στρωμάτων αυτών προς τα ΝΑ. Η μικρή είσοδός του βρίσκεται πλησίον της μισγάγγειας χειμάρρου στα 1.015 μ. Παρουσιάζει επιμήκη ανάπτυξη και είναι κεκλιμένο με βύθιση 60° προς τα ΝΑ, ενώ στο χαμηλότερο υψομετρικά σημείο του εμφανίζεται μικρή θολωτή αίθουσα με οριζόντιο δάπεδο από πεσμένες λατύπες. Το μήκος του είναι 17 μ. ενώ το πλάτος του να κυμαίνεται από 1 μέχρι 3 μ. και το ύψος δεν ξεπερνά τα 4 μ. Ο σπηλαιολιθωματικός διάκοσμος σταδιακά και προς τα κατώτερα υψομετρικά σημεία γίνεται όλο και πιο εντυπωσιακός, καλύπτοντας τελικά το σύνολο των τοιχωμάτων με λογχοειδείς και παραπετασματοειδείς σταλακτίτες, οι οποίοι σε ορισμένες περιπτώσεις φτάνουν και το 1,5 μ. ύψος. Το σταλακτιτικό υλικό έχει χρώμα υποκίτρινο έως γαλακτώδες προσδίδοντας μια διαφορετική εικόνα συγκριτικά με τα υπόλοιπα σπήλαια της περιοχής. Το σπήλαιο σχηματίστηκε σε αυτή τη θέση και με τον αυτό προσανατολισμό, εξαιτίας ρήγματος του οποίου η ανατολική απόληξη διέρχεται από αυτό (κατευθυνόμενο καρστ). Η κατοπτρική του επιφά-

νεια διακρίνεται ξεκάθαρα εντός του σπηλαίου, καθώς και η έντονη θραυσιγενείς παραμόρφωση και μυλονιτίωση στην οποία έχουν υποβληθεί οι περιβάλλοντες ανθρακικοί σχηματισμοί (Σχ. 6). Άλλο ενδιαφέρον σπήλαιο βρίσκεται παρόχθια του ποταμού Σελινούντα, δυτικά από το χωριό Άνω Βλασία. Και αυτό επίμηκες, μέγιστου πλάτους 2 μ. και μήκους 6 μ., εντελώς οριζόντιο με τον πυθμένα να καλύπτεται αποκλειστικά από τις αμμώδεις προσχώσεις του ποταμού. Στο χώρο του σπηλαίου καταλήγουν τα νερά πηγής η οποία αναβλύζει περίπου 10 μ. υψηλότερα. Συνέπεια αυτού του γεγονότος είναι η ακατάπαυστη σταγονορροή και ο ολοκληρωτικός στολισμός των τοιχωμάτων του με πληθώρα σταλακτιτών – σταλαγμιτών, κυρίως επιμήκων κιτρινωπού χρώματος. Ο εξωτερικός περιβάλλον χώρος του σπηλαίου αποτελείται από εκτεταμένες αποθέσεις τραβερτίνη.



Σχήμα 6. Το κεκλιμένο σπήλαιο ανατολικά από τη θέση Γεράκι. Διακρίνεται η κατοπτρική επιφάνεια του ρήγματος (P) με στοιχεία 71°/038°, αλλά και η στρώση (Σ) των τριαδικών ασβεστολίθων «του Δρυμού».

Από τα βάραθρα άξια λόγου είναι τα εξής. Η «Καρκάνα» στις ανατολικές κλιτείς του όρους Λεπίδα σε υψόμετρο λίγο πάνω από τα 1.000 μ. Αναπτύσσεται κατακόρυφα και φιλοξενείται σε πολυπτυχωμένους πλακώδεις ανωκρητιδικούς ασβεστολίθους. Η οπή του στην επιφάνεια έχει κυκλικό σχήμα με διάμετρο 5 μ. ενώ λίγο βαθύτερα αναπτύσσεται πλευρικός θάλαμος προς τα δυτικά. Το βάθος του φτάνει τα 30 μ. περίπου, όπου και καταλήγει σε αίθουσα της οποίας το δάπεδο καλύπτεται από πεσμένα ασβεστολιθικά τεμάχη. Από την είσοδό του είναι ορατή η ύπαρξη κάποιων σταλαγμιτών με πάχος λίγο μικρότερο από 1 μ. Το άλλο βάραθρο έχει εντοπιστεί σε ελατοσκεπή απότομη πλαγιά στις Ψηλές Κορυφές στα 1.275 μ. Το περιτύπωμα της οπής επιφανειακά έχει σχήμα κυκλικό με διάμετρο 2 μ., ενώ η συνέχεια του βαράθρου γίνεται εντελώς κατακόρυφα.

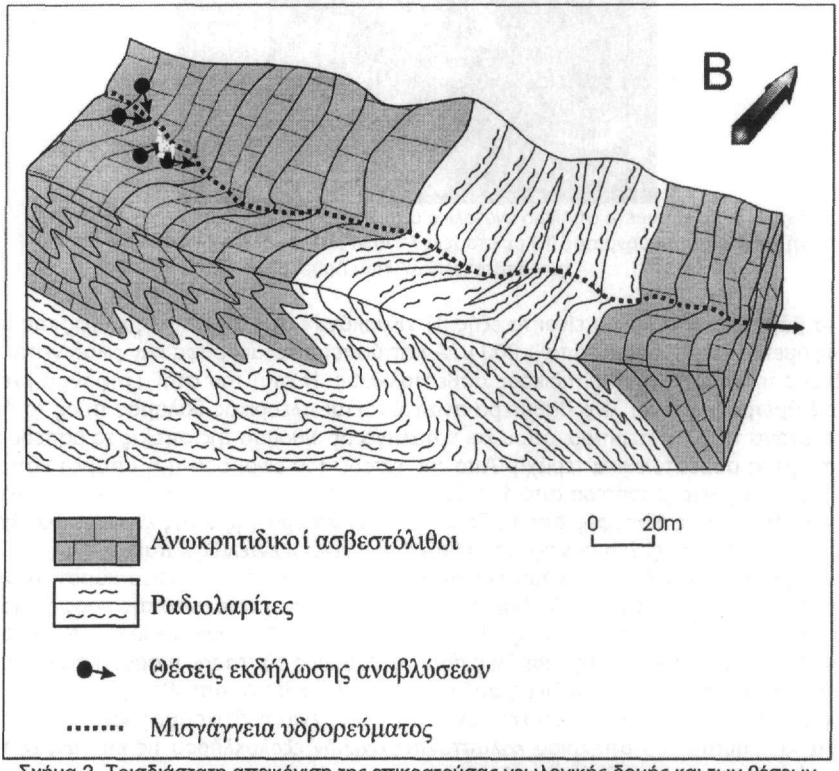
Την πιο χαρακτηριστική και συνάμα εντυπωσιακή έκφραση του υπόγειου καρστ αποτελεί ο υπόγειος ποταμός στην περιοχή Αγ. Ταξιάρχες. Η ανάπτυξή του γίνεται υπό την μορφή σήραγγας με συνολικό μήκος 213 μ. και μέσο πλάτος 1,5 μ. Η επικρατούσα διεύθυνσή του Β – Ν. Η κοίτη καλύπτεται άλλοτε από συγκολλημένες κροκάλες πυριτικής κυρίως σύστασης ή αργιλικά ιζήματα, ενώ σε μεγάλα τμήματα αυτής ο ανωκρητιδικός ασβεστόλιθος εμφανίζεται απευθείας με λείες επιφάνειες. Τα τοιχώματα παρουσιάζονται με αποχρώσεις του καφέ, ενώ ο διάκοσμος γίνεται εντυπωσιακός στα βαθύτερα τμήματα του σπηλαίου καλύπτοντας σχεδόν εξολοκλήρου τις επιφάνειές του. Είναι ενεργός υπόγειος ποταμός καθ' όλη την διάρκεια του έτους.

4.3 Καρστικές πηγές

Στις ανθρακικές μάζες τα πολλά επίπεδα καρστικής διάβρωσης, διαφορετικά μεταξύ τους, αποτελούν επίπεδα βάσης για τη ροή του υπόγειου καρστικού νερού. Το γεγονός ερμηνεύεται από την ύπαρξη πληθώρας καρστικών πηγών με την συντριπτική πλειοψηφία τους να εκδηλώνονται στη βάση των ανθρακικών μαζών ή πλησίον υπάρχουσας τεκτονικής επαφής. Πρόκειται για καρστικές πηγές επαφής ή υπερπλήρωσης μεταξύ των υδροπερατών και αδιαπεράτων σχηματισμών. Μεμονωμένες και μεγάλου όγκου εκφορτίσεις των ασβεστολιθικών μαζών είναι λίγες, αλλά η αποστράγγιση των ασβεστόλιθων γίνεται ως επί το πλείστον τμηματικά από μικρής παροχής πήγες. Εκτεταμένες ασβεστολιθικές μάζες εμφανίζουν πηγές σε πολλά σημεία περιμετρικά τους, ενώ κάποιες άλλες μικρότερες δεν έχουν καμμία εκφόρτιση, μεταγγίζοντας το νερό τους υπόγεια με πλευρική τροφοδοσία προς γειτονικούς σχηματισμούς. Από τις υπαίθριες παρατηρήσεις εντοπίστηκαν πάνω από 25 πηγές με αδιάλειπτη παροχή ακόμη και την ξηρά περίοδο οι οποίες και ευρίσκονται σε διάφορα υψόμετρα με το εύρος της υψομετρικής διαφοράς περίπου στα 1.000 μ.

Ένα σημαντικό τμήμα των πηγαίων υδάτων απορρέει επιφανειακά συνθέτοντας τον άνω ρου του ποταμού Σελινούντα, ενώ το υπόλοιπο υδρομαστεύεται είτε προς ύδρευση, είτε προς άρδευση και κτηνοτροφική χρήση. Στο Σχ. 1 αποτυπώνεται το υδρογραφικό δίκτυο με συνεχή παροχή όλο το υδρολογικό έτος.

Η πηγή Βελούχι είναι μία από τις σημαντικότερες πηγές της περιοχής (Σχ. 1). Αναβλύζει σε υψόμετρο 1.085 μ. μεταξύ των όρεων Κουζούνια (1.766 & 1.605 μ.) στα βόρεια και Λεπίδα (1.893 & 1.541 μ.) στα νότια. Βρίσκεται σε μία περιοχή ισοκλινώς πτυχωμένη με μεγάλης κλίμακας πτυχές των οποίων το αξονικό επίπεδο βυθίζεται προς τα ΝΑ με κλίσεις της τάξεως των 45^0 (Σχ. 1 & 2). Οι σχηματισμοί οι οποίοι εμπλέκονται είναι οι ραδιολαρίτες μαζί με τον «πρώτο φλύσχη» ως το



Σχήμα 2. Τρισδιάστατη απεικόνιση της επικρατούσας γεωλογικής δομής και των θέσεων ανάβλυσης της πηγής Βελούχι.

στεγανό υπόβαθρο, και οι πολυπτυχωμένοι ανωκρητιδικοί ασβεστόλιθοι, ως το καρστικό υδροφόρο μέσο. Στην περιοχή της πηγής και ανατολικότερα, οι λιθολογίες εμφανίζονται ανεστραμμένες με μέ-

γιστη κλίση περίπου 50^0 προς τα ΝΑ. Συνεπώς ερμηνεύεται ο μηχανισμός λειτουργίας της που αντιστοιχεί σε μία πηγή υπερπλήρωσης.

Οι ανωκρητιδικοί ασβεστόλιθοι καταλαμβάνουν πολύ μεγάλη έκταση δυτικά από την πηγή και πέραν του επιφανειακού υδροκρίτη σε υψόμετρο 2.169 μ. του Όρ. Μουγγίλα (τμήμα τους διακρίνεται στον γεωλογικό χάρτη, Σχ. 1). Το μεγάλο υψόμετρο της υδρογεωλογικής λεκάνης της πηγής δικαιολογεί την χαμηλή τιμή της θερμοκρασίας του νερού σε σχέση με τις άλλες πηγές της περιοχής, που μετρήθηκε σε 8,3 °C (12/9/02). Την ξηρά περίοδο κατά μήκος της κοιλάδας εκδηλώνονται συνολικά τέσσερις πηγές σε ένα εύρος 20 μ. περίπου, είτε απευθείας από τον ανωκρητιδικό ασβεστόλιθο, είτε μέσα από τις προσχώσεις της κοίτης του ρέματος Λαγκαδιά. Οι συγκεκριμένες προσχώσεις αποτελούν υλικά στερεοπαροχής πολύ μικρού πάχους και επιφάνειας ανάπτυξης, τα οποία δεν τροφοδοτούν την πηγή με νερό. Το γεγονός ότι η εκφόρτιση του υδροφορέα δεν γίνεται σημειακά αλλά διάχυτα οφείλεται στην ύπαρξη πολλών επιπέδων βάσης σε κλίμακα λιθολογικής ενότητας. Η συνολική παροχή της εκτιμήθηκε τον Αύγουστο του 2002 ότι μπορεί να υπερβαίνει τα 100 m^3/h.

5 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Από τα ανωτέρω προκύπτει ότι η ανάπτυξη του καρστ στην Άνω Βλασία Αχαΐας καθορίζεται αφενός από τη λιθοστρωματογραφική ανομοιογένεια της ενότητας Ωλονού – Πίνδου και αφετέρου από τις τεκτονικές αλλά και τις στρωματογραφικές ασυνέχειες με αποτέλεσμα την ανάπτυξη ενός κατευθυνόμενου καρστ.

Τα πολλά επίπεδα βάσης της καρστικοποίησης που δημιουργούνται, εκφράζονται με την εκδήλωση πολλών καρστικών πηγών επαφής ή υπερπλήρωσης με αδιάλειπτη παροχή.

Το υπόγειο καρστ είναι πλούσιο (σπήλαια, βάραθρα, υπόγειος ποταμός) και η δημιουργία του συνδέεται κυρίως με τα υπάρχοντα νεοτεκτονικά ρήγματα.

Το επιφανειακό όμως καρστ είναι ατελές, με χαρακτηριστικές στρωσιγενείς δολίνες και ξηρές καρστικές κοιλάδες. Σημαντικό είναι και το γεγονός της απουσίας πολγών όχι μόνο στην περιοχή μελέτης αλλά και στην ευρύτερη περιοχή της οροσειράς του Ωλονού.

Λόγω της εμφάνισης σημαντικού επιφανειακού υδρογραφικού δικτύου (ποταμός Σελινούντας), της καλής ανάπτυξης καρστικών πηγών και υπόγειου καρστ, της ατελούς δε ανάπτυξης επιφανειακού καρστ και της υπάρχουσας βλάστησης, το καρστ της ερευνηθείσης περιοχής κατατάσσεται στον Μεταβατικό τύπο καρστ (Ενδιάμεσο, Transitional karst) κατά (Cvijic 1926), ή στο Ημικάρστ (Halbkarst) κατά (Grund 1903).

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Παπαδοπούλου Κ. 1989. Γεωμορφολογικές παρατηρήσεις σε σύνθετες γλυφές των περιοχών Κωπαΐδας και Ελικώνα. Πρκ. 2ο Πανελ. Γεωγρ. Συν., 255-261, Αθήνα

Παπαδοπούλου Κ. 1990. Γεωμορφολογική μελέτη της περιοχής της Κωπαΐδας (Βοιωτία). Διδακτορική Διατριβή, Εθν. και Καποδ/κο Παν. Αθηνών, 145σ.

Τσόφλιας Π. 1970. Γεωλογική κατασκευή του βορειότερου τμήματος της Πελοποννήσου (Νομού Αχαΐας), Ann. Geol. Pays Hellen., vol. XXI, 554-651, Αθήνα.

Cvijic J. 1926. Das Karstphänomen, Pencks geograph., Wien, Abh. 5,3, 279p.

Dercourt J. 1964. Contribution a l'étude geologique d'un secteur du Peloponnese septentrional. Ann. Geol. Pays hellen., XV.

Flament J. 1972. La nappe du Pinde a' l Quest de la fenêtre du Chelmos. La région de Kato Klitoria. Université des sciences et techniques de Lille

Flament J. 1973. De l´ Olonos au Chelmos: étude geologique d´ un secteur de la nappe du Pinde – Olonos, Thèse 3e cycle Lille, 206p.

Fleury J. 1980. Les zones Gavrovo – Tripolitza et du Pinde – Olonos (Grece continental et Peloponnese du Nord). Evolution d'une plate – forme et d'un bassin dans leur cadre alpin, Soc. Geol. Nord, No 4, 1 – 648

Grund A. 1903. Die Karsthydrographie, Geogr., Wien, Abh. Hsg. A. Penck. 7,3

Papadopoulou K. 1996. Comparative observations in carstic formation of Parnass and Arcadia mountains (Greece). Theoretical and Applied Karstology, Vol. 9, 63-68, Bucuresti

Papadopoulou - Vrynioti K. 2002. A comparative study on the dry karst valleys in Greece. 6th Inter. Symp. ALCADI, Italy

ABSTRACT

THE KARST IN ANO VLASSIA ACHAIA (GREECE) AND THE CONTRIBUTION OF OLONOS – PINDOS GEOTECTONIC UNIT ON ITS FORMATION

Tsoukalas N.[1], Papadopoulou – Vrynioti K.[2]

[1] *Faculty of Geology, National and Kapodistrian University of Athens, 157 84, Athens, niktsouk@hotmail.com*

[2] *Department of Geography – Climatology, Faculty of Geology, National and Kapodistrian University of Athens, 157 84, Athens*

The study area includes the Selinous river hydrologic basin on East Erimanthos (Olonos) Mountain, to close to Ano Vlassia village (N. Peloponnese – Greece). It is formed at an altitude between 700 – 2.169 m and occupies an area 30 Km^2. It belongs to the Olonos – Pindos geotectonic unit, which characterized by lithostratigraphic unevenness, intense folds, successive thrusts with NE – SW directions and transverse faults. Lithostratigraphic and tectonic conditions are accountable for a directed karst development with many karstic basic planes. The above research includes systematic survey in all karstic formations that were observed. Karrens, kluft karrens, shallow dolines and dry karst valleys are developed on the surface. Furthermore, an underground formation was found and composed by caves, gulfs and an underground karstic river. Above 25 karstic fountainheads were observed which gush from the limestones with a 100 m^3/h (summer) maximum supply.

The imperfect development of surface karst, the good development of underground karst, karstic fountainheads, hydrological network and vert, allow for the studied area to be classified to the Transitional type of karst by Cvijic (1926) or to Halbkarst by Grund (1903).

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

VARIATIONS OF SEA LEVEL AND SEA SURFACE TEMPERATURE IN THE CALDERA OF SANTORINI ISLAND, SOUTHERN AEGEAN SEA

K. Albanakis, and Styllas M.
Department of Physical and Environmental Geography, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 54124, Thessaloniki,.

V. Yfantis
Department of Geology, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki.

ABSTRACT

Analyses of sea level records within the Caldera of Santorini Island revealed the significance of both oceanographic and atmospheric forcing on the observed signals. Sea level (msl) and sea surface temperature (sst) data were obtained from the four stations of the REMOS monitoring network. Out of the four stations Gialos station is located on the caldera whereas the remaining three (Erinia, Taxiarhis and Agios Nikolaos) are located on the young volcanic islands of Palaia and Nea Kameni. The record of sea level data contained a number of gaps. When possible, (i.e. small gaps) missing values were estimated with linear interpolation. Harmonic analysis on continuous parts of the record revealed a mixed type of tide with similar N_f values for the four stations, a result of their locations being close to each other. No co-oscillation phenomena were found within the caldera. Sea level at Taxiarhis station is affected more by atmospheric forcing and shallow water effects in contrast with Gialos station where mean sea level displays significant correlation (r=0.62) with sea surface temperature at lags 2-6 days. The annual cycle of mean sea level (amplitude=5.74cm) responds to seasonal variations in the thermal structure of the waters, and together with the semiannual cycle explains 9.02% of the variance in the annual frequency band. Existing data are not sufficiently long to develop a model, which will reconstruct sea level variability resulting from oceanographic and meteorological forcing and will be used for the detection of ground movements from future volcanic eruptions.

1 INTRODUCTION

In many volcanic areas around the world monitoring networks have been established. Such networks consist of numerous stations and are partly used to predict potential eruptions thus protecting people inhabiting these areas from catastrophic hazards. One of the most important variables recorded is the mean sea level. Abrupt and not predicted variations in water level may result from ground deformation, a precursor of volcanic eruptions (Berrino, 1998). In addition, the identification of low frequency oceanographic and atmospheric phenomena in areas surmounting volcanic islands can be very useful in terms of water level signal decomposition hence providing better estimates for potential eruptions. Many records of sea level data extent back to the 1970's but a number of them contain discontinuous time series since maintaining such networks is not always an easy task. However, even from discontinuous records it is possible to extract some useful conclusions about the effects of oceanographic and atmospheric phenomena superimposing on the recorded signals. This paper focuses on the study of sea level fluctuations and their relation with sea surface temperature at annual time scales in Santorini Island, Southern Aegean Sea. Even though the data set contains numerous and large gaps, useful conclusions are drawn.

2 STUDY AREA & DATA COLLECTION

The volcanic island complex of Santorini is located on the southern part of the Aegean Sea and consists of the islands Thera (76 km^2), Therasia (9 km^2) and Aspronisi (0.1 km^2). These islands en-

close a sea-filled caldera of approximately 60km^3 as well as the two young volcanic islands of Palaia and Nea Kameni (0.5 and 3.4 km^2). Santorini Island comprises part of the Hellenic Volcanic Arc formed by the subduction of the African plate under the Aegean plate. Volcanic activity began about 2 million years ago and up to today twelve eruptions have been recognised. The present-day caldera is a composite structure created by at least 4 major collapses.

Santorini volcanism is characterized as acidic and has given birth to tremendous eruptions as the well-known Minoan Eruption, which occurred 1640 BC and is responsible for the extinction of the Minoan Civilization. During more recent years smaller eruptions resulted in the formation of Nea and Palaia Kameni islands located in the caldera.

Data used for this study were obtained from R.E.MO.S. (Remote Environmental Monitoring System, Albanakis *et al.*, 1996) network, operated by the Department of Physical and Environmental Geography of the Aristotle University of Thessaloniki and the Institute of Study and Monitoring of Santorini Island. The network consists of 4 stations (Figure 1) two of which are located on the Palaia Kameni island, one on the Nea Kameni island and one on the caldera of Santorini, also used as the reference station. Variables used for this study include mean sea level and sea surface temperature. The dataset spans 36 months of measurements (from 18th October 2000 to 2nd October 2003) with considerable gaps (Figure 2).

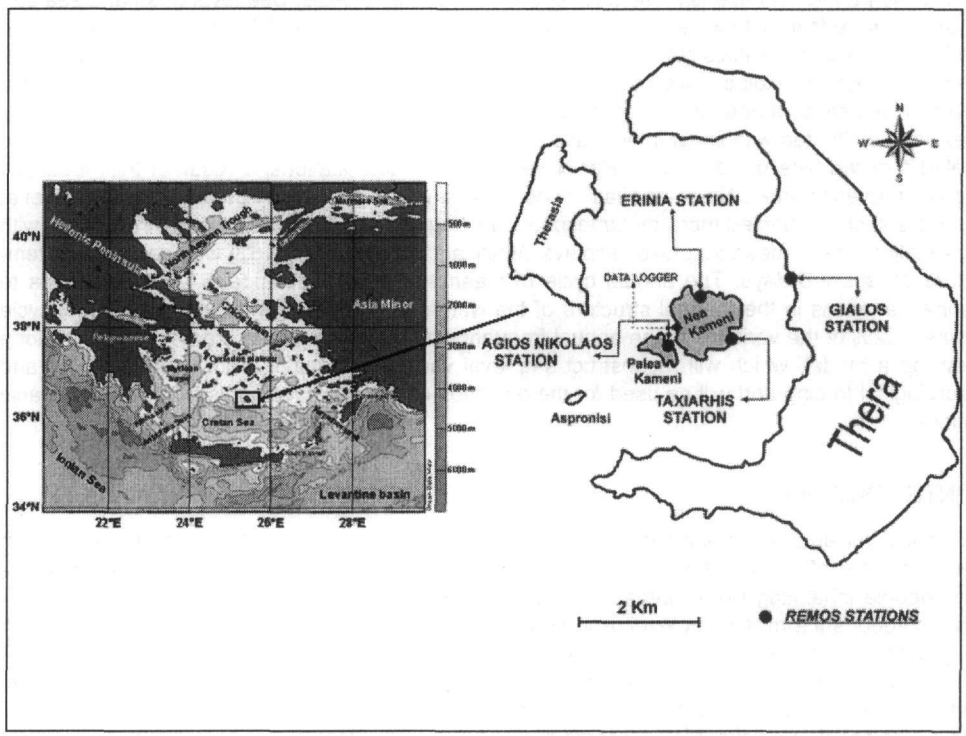


Figure 1. Location of the study area and the REMOS network.

3 ANALYSIS OF MEAN SEA LEVEL (MSL)

Mean water levels signal for each station are considered to have various components. Depending upon the location and the underwater topography of each station, observed sea level depends on primary (annual cycles, thermal expansion of the waters, coastal currents) and secondary (long and cross shore wind stress, barometric pressure) forcing (Truccolo *et al.*, 2002). In the time domain, annual and semiannual components as well as long-term linear trends may have significant

effect on the observed signal. In our case an important factor to be distinguished is the ground deformation resulting from thermal expansion of the crust. This can be presented in the form:

$$Mean\ Sea\ Level = x(t) + S_a + S_{sa} + a(t) + P + \tau_y + \tau_x + gd \quad (1)$$

Where x (t), is the predicted tide, S_a and S_{sa} are the annual and semi-annual components mainly affected by the sea surface temperature and coastal circulation, a (t) is the long term trend, P is the barometric pressure, τ_y and τ_x are the long and cross-shore wind components and gd is potential ground deformation from volcanic activity.

Subsequent data analyses initially focus on the harmonic analysis of tides as discussed in Pawlowicz *et al.*, 2002 and the estimation of Nf parameter. Removal of linear trends and the use of low-pass band filter allow the comparison of non-tidal signal between all stations. In addition, potential effects of oceanographic and atmospheric forcing on isolated parts of the record are examined.

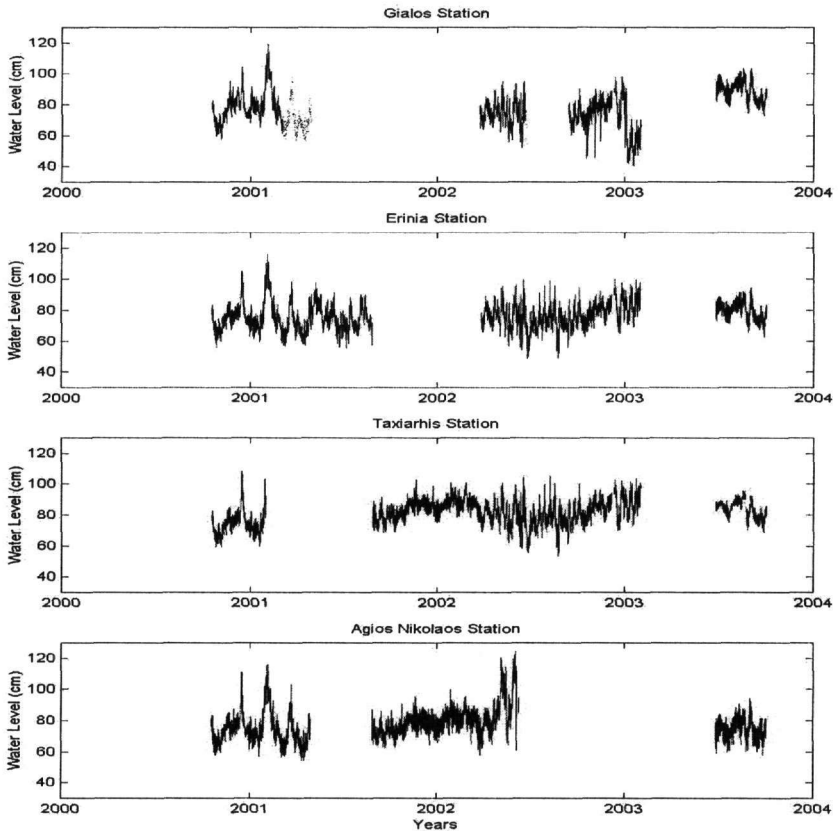


Figure 2. Mean sea level data from all stations of REMOS network

Tidal signals for periods less than 33 hours were removed from the record by using a low-pass filter (cutoff point at 33 hours) decimated to 1-hour intervals. Sea level anomaly was then calculated by subtracting the daily mean instead of the mean of the entire record so that diurnal cycles could be eliminated. The temporal variation is not identical for the four stations as illustrated in Figure 3. The dependence between the four stations in terms of cross-correlation coefficients is illustrated in Table 1.

Table 1. Cross correlation coefficients between all stations for 72 days of record.

r	Gialos	Erinia	Taxiarhis	Ag Nikolaos
Gialos	1.0000	0.8342	0.8325	0.8278
Erinia	0.8342	1.0000	0.9980	0.9963
Taxiarhis	0.8325	0.9980	1.0000	0.9967
Ag Nikolaos	0.8278	0.9963	0.9967	1.0000

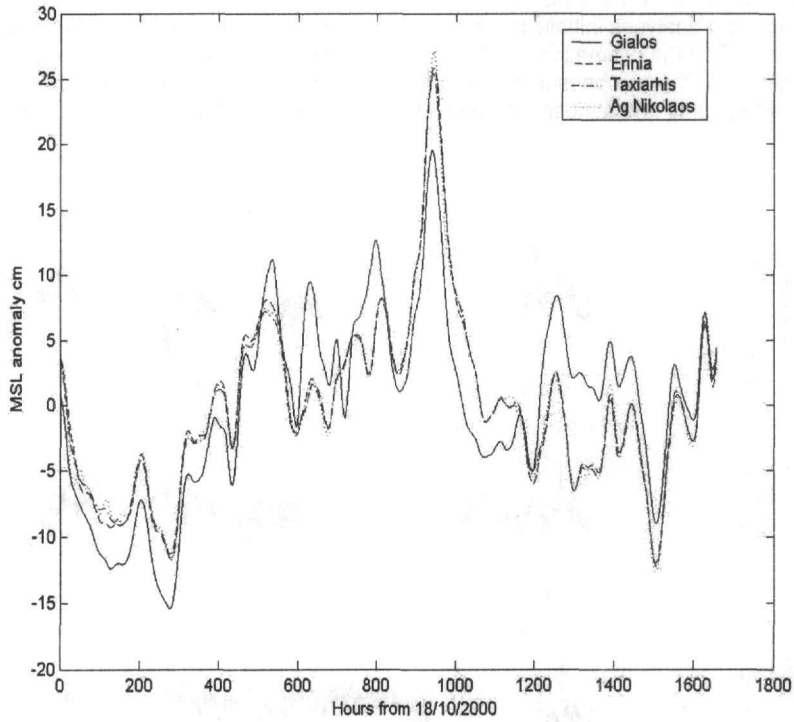


Figure 3. The mean sea level anomaly signal from all stations for 72 days of record (from 18/10/2000 and 30/12/2000).

Variations in MSL between stations arise from their different locations and oceanographic conditions. In general, stations located in closed embayments are expected to be influenced by non linear shallow water effects, set up of the mean tide and water density variability (Bell and Goring, 1998). The underwater morphology between the four stations is different. Close to Gialos station depths increase abruptly approaching values of 600m very close to the coast, whereas the remaining three are located in shallow water embayments. In particular, Agios Nikolaos station has been installed in the narrow and shallow channel between Palaia and Nea Kameni islands. Potential model development as presented in equation 1, should take into account the effects resulting from different locations so similar equations should be developed for each station. Of great notice are the factors affecting Gialos station sea levels since all villages and resorts are located on the caldera. From the values of Table 1 it becomes apparent that Gialos station is affected by different forcing mechanisms than the remaining stations whose signals are almost identical.

3.1 Tides and relations between stations

In order to define the relative roles of tides on the observed signal harmonic analysis was carried out for 72 days of data (from 18/10/2000 to 30/12/2000) to estimate tidal constituents and

characterize the tides at all stations. The results shown in Table 2, suggest a mixed type of tide mainly semidiurnal for all stations. Predicted tide variance resulted form the synthesis of the harmonics ranged between 91.94% for Erinia station to 94.6% for Gialos station for the period discussed above (and for 95% confidence limits). No linear trends were identified along this segment of record.

Table 2. Values of Nf and of the main tidal constituents

Tidal constituents	Gialos	Erinia	Taxiarhis	Agios Nikolaos
M_2	1.4669	1.6998	1.6452	1.6067
S_2	0.9261	1.1158	1.0945	1.0612
K_1	1.6013	1.9994	1.9450	1.8790
O_1	0.8009	0.9291	0.9506	0.9366
Nf	**1.003**	**1.0401**	**1.0569**	**1.0554**

The coastal configuration of the Santorini Island is such that is considered as a semi-enclosed bay. In such embayments tidal co-oscillation phenomena are often observed superimposing on the recorded sea level. Similar effects do not exist mainly because of the great depths and the relative small caldera dimensions (co-oscillation periods ranged between 15 and 40 minutes for different depths). Thus, sea level at Gialos is affected by both oceanographic circulation and atmospheric forcing in contrast with the remaining stations where atmospheric factors together with non-linear shallow water effects and set up of the mean tide make up for most of the sea level variability.

3.2 Seasonal cycle in msl

Even though there exist major gaps in our records we have selected the longest continuous part to obtain some estimates about the sea level variability on annual and semi annual time scales and also attempt to define other low frequency cycles. Such continuous data have been derived from Taxiarhis station (Figure 2) and cover a period of approximately 18 months (from 23rd of May 2001 to 11th of September 2002). However, some data are still missing from this part of the record but gaps ranged from 2 to 8 hours. These gaps were filled by using linear interpolation techniques. The results of the harmonic analysis for 453 days of sea level data suggest that tides explain only 64.70% of the original signal variance; the remaining attributed factors described in equation 1. Of particular interest is the decrease in the explained variance when compared with shorter parts of the record. Harmonic analysis of the Taxiarhis station data explained 93.6% of the raw signal variance for 72 days, while it dropped to 64.7% for 453 days of record. This suggests that low frequency forcing becomes more important at semiannual and annual time scales. Data manipulation is similar to that discussed above, with the removal of linear trends and daily means and the use of 33 hour pass band filter.

The seasonal cycle for the Taxiarhis station was derived by the annual and semi-annual harmonics. Analyses results suggest that the annual harmonic S_A has an average amplitude of 5.74 ± 2.6 cm and accounted for 8.2% of the variance at the 95% significance level. This is translated in the seasonal sea level peak occurring during September. In addition, the semi-annual S_{SA} harmonic amplitude was 2.5 ± 2.1 cm corresponding to two highs, one during September – October and the other one during March - April (Figure 4). Semi-annual harmonic accounted for a mere 0.9% of the sea level variance. Of particular importance is the increased signal water level variability during the winter season (November – April), which is probably related to atmospheric disturbances.

In order to get more insight about other forcing mechanisms spectral analysis was carried out on the remaining signal. The resulted sea level spectra revealed peaks at 120, 24 and 13 days in agreement with the periods of intra-annual harmonics. The 120-day (1/3 year) spectral peak likely corresponds to large-scale meteorological forcing within the Mediterranean basin (Shirman & Mezler, 2002), while the 24 and 13 day peaks are probably a result of atmospheric forcing being similar to the period of major storms in Southern Aegean Sea (Poulos *et al.*, 1997).

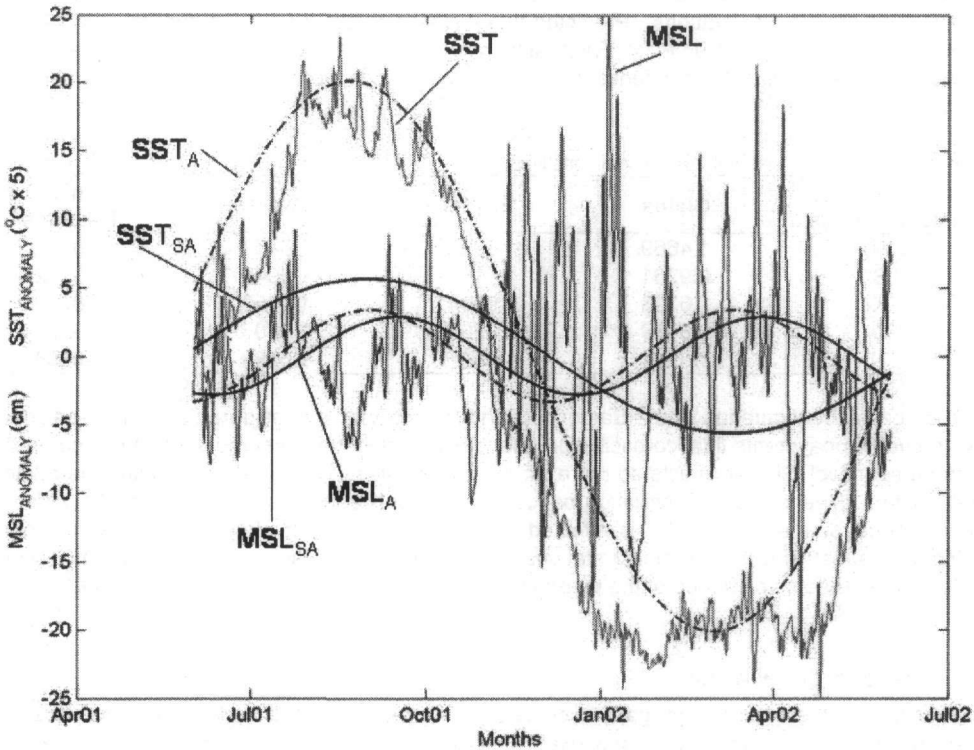


Figure 4. Taxiarhis station anomalies of MSL and SST with the correspondent annual (MSL_A, SST_A) and semiannual harmonics (MSL_{SA}, SST_{SA}).

3.3 Seasonal cycle in sst

The seasonal variation of coastal waters temperature is an important forcing variable in temperate latitudes, and produces seasonal sea-level fluctuations (Pattullo *et.al.,* 1955). To compare with MSL anomaly Figure 4 displays the MSL and SST anomalies together with the annual and semi-annual harmonics. From figure 4 it becomes apparent that SST annual and semi-annual harmonics precede the MSL ones by 9 and 27 days, suggesting that SST has an effect on MSL on seasonal time scales. Such results are consistent with other studies (Bell and Goring, 1998, Pattullo *et al.*, 1955) where thermal-steric effects are found to explain most of the seasonal variation in MSL. The annual SST harmonic amplitude is 4.28 °C, while the semi-annual harmonic amplitude is 0.67 °C. Annual SST harmonic explains 95.13% of the SST in contrast with the variance explained by the annual MSL harmonic a value of 8.2%. Thus meteorological forcing and other non-linear effects are thought to have an important role on the sea level since they cause departures from classic sinusoidal response.

In contrast to MSL, SST displays less variability during the winter season (November – April) when water temperature values are closer to those of the permanent thermocline for the Aegean Sea (Poulos *et al.,* 1997).

A linear trend in the order of 1.52°C was found in the SST signal and was then removed together with the annual and semi-annual harmonics, so that we attempted to correlate MSL and SST. Cross correlation coefficients between MSL and SST were found to be insignificant at the 95% confidence level probably because the MSL signal is greatly affected by meteorological factors. It appears that Taxiarhis station location prohibits oceanographic factors to force sea levels since the swallow embayment filters effects as thermal expansion of the sea.

In contrast, Gialos station is more prone to oceanographic forcing due to its proximity to deep-water circulation. A high correlation is observed between SST and MSL for the 72 days of record. Correlation becomes higher (r=0.62) at lags 3-6 days SST preceding MSL. This intra-annual relation results from deep-water circulation within the caldera explaining also the difference between Gialos and the other three stations as shown graphically in Figure 2.

4 DISCUSSION

The study of sea level variations at four stations around Santorini Island revealed that different factors affect each location. At stations on the Palaia Kameni Island there is no correlation between MSL and SST, a result of the fact that the stations have been installed in semi-closed embayments. Annual MSL harmonic lagged the SST one by about 9 days. In contrast, at Gialos station sea level fluctuations are driven by SST, a result of oceanographic circulation patterns. Unfortunately meteorological forcing cannot be assessed with the existing REMOS data in Santorini Island. Besides MSL and SST other variables such as barometric pressure and wind stress and direction should be included. Such data can be obtained either from the literature or from large-scale atmospheric models but this is subject for future work. These factors should be considered for future model development, which will account for atmospheric, oceanographic forcing and other effects will for each station will be a useful tool for predicting ground deformation signals on the sea level data.

REFERENCES

Albanakis, K., Laopoulos Th. & Kosmatopoulos C., 1996. Sea-level monitoring network of Santorini volcanic islands, *2nd Workshop on European Laboratory Volcanoes, Santorini, Greece.*

Bell, R.G., & Goring D.G., 1998. Seasonal Variability of Sea Level and Sea Surface Temperature on the North – east Coast of New Zealand, *Estuarine Coastal and Shelf Science, 46, 307-318.*

Berrino, G., Corrado, G. & Riccardi, U., 1998. Sea gravity data in the Gulf of Naples: a contribution to delineating the structural pattern of the Vesuvian area, *Journal of Geophysical Research, 82, 139-150.*

Pattullo, J., Munk, W., Revelle, R. & Strong E. 1955. The seasonal oscillation in sea level. *Journal of Marine Research 14, 88-155.*

Pawlowicz, R., Beardsley B., & Lentz S., 2002, Classical Tidal Harmonic Analysis Including Error Estimates in MATLAB using T_TIDE, *Computers and Geosciences.*

Poulos S.E., Drakopoulos P.G. & Collins M.B., 1997, Seasonal Variability in Sea Surface Oceanographic Conditions in the Aegean Sea (Eastern Mediterranean): An Overview, *Journal of Marine Systems, 13, 225-244.*

Shirman B., & Mezler Y., 2002, Mediterranean Sea Level changes over the period 1961-2000.*XXII International Congress, Washington D.C., USA.*

Truccolo E. C., Franco D. & Schettini C., 2002, Coastal Sea Level Variability Due to Meteorological Forcing in the Northern Coast of Santa Catarina, Brazil: Predictions, *Littoral 2002, The Changing Coast, EUROCOAST / EUCC Porto, Portugal.*

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

THE CONTRIBUTION OF THE MORPHOMETRIC PARAMETERS OF AN HYDROGRAPHIC NETWORK TO THE INVESTIGATION OF THE NEOTECTONIC ACTIVITY: AN APPLICATION TO THE UPPER ACHELOOS RIVER.

Lykoudi E.[1], Angelaki M.[2]

[1] *Department of Geological Sciences, School of Mining Engineering and Metallurgy, National Technical University of Athens, 9, Heroon Polytechneiou St., Athens, 15780, Greece,, elykoudi@metal.ntua.gr*

[2]*Southampton Oceanography Centre, School of Ocean & Earth Science, University of Southampton, European Way, Southampton SO14 3ZH, U.K., ma10@soton.ac.uk*

ABSTRACT

In this paper the relationship between the morphometric parameters of a drainage system and the neotectonic activity is investigated. The hydrographic network of the Upper Acheloos River was chosen as the study area. The whole network and especially its western-southwestern part appears to be in the rejuvenated stage of evolution, as it is concluded by the analysis of the parameters, associated with the shape and slope of the basins, and the slope of the respective streams. Furthermore, the shape of the drainage network and the structure of the basins suggest that not only the Alpine orogenesis but also the neotectonic activity controls the morphogenetic processes in the area

1 INTRODUCTION

The main channel of the Acheloos river was formed during the Middle-Upper Miocene after the tectonism of the 'Gavrovo' geotectonic zone. The drainage basin of the Upper Acheloos river (upstream Kremasta Lake), is made up of lithological formations that belong to the 'Gavrovo' and 'Pindos' geotectonic zones (Fig. 1). Synclines, anticlines and normal faults with directions NNW-SSE (Aubuin 1959) are mainly observed, together with strike-slip faults with varying directions from E-W to ENE-WSW. This tectonic activity was followed by numerous normal faults with directions from E-W to ENE-WSW (I.G.R.S. - B.P. 1971, Lymberis 1987). Furthermore, a 45° horizontal clock-wise rotational movement (Catherine et al. 1984), is observed in the area during the last 30 My and is connected with the strike-slip faults.

The Upper Acheloos hydrographic network is a sixth-order network, including 1,195 first-order streams, 313 second-order streams, 76 third-order streams, 15 fourth-order streams, and 3 fifth-order streams. The type of the network is combined, sub-parallel according to Howard (1967), and in some parts dendritic and rectangle. The main stream shows a meander form. The structure of the Upper Acheloos drainage basin is 'monoclinal': in the western part the basins are relatively smaller and the number of streams is lower, while in the eastern part the basins are more extended and the number of streams higher (Lykoudi 2000).

2 METHODOLOGY

A number of 76 third-order drainage basins were used as a statistical sample in the processing of the morphometric parameters. The basins were classified according to Strahler (1964). The above selection is based on the fact that the third-order basins had sufficient time available to develop their characteristics, while still retain recent neotectonic features.

The methodology followed in this study comprises three steps: a)Storing of geoinformation using G.I.S. (Arc/Info). The geological database was based on geological maps of the Institut of Geology & Mineral Explorati ٦, scale 1:50,000 (Aubouin 1961, 1972), bibliography, and fieldwork. The information used in the topographic and geomorphologic database development was obtained from the respective topographic maps, scale 1:50,000 (Hellenic Military Geographical Service, H.M.G.S.). b) Measurement of the area of 76 third-order basins and their grouping in six lithological groups (Table 1). c) Determination of the morphometric parameters for the above basins (Table 2).

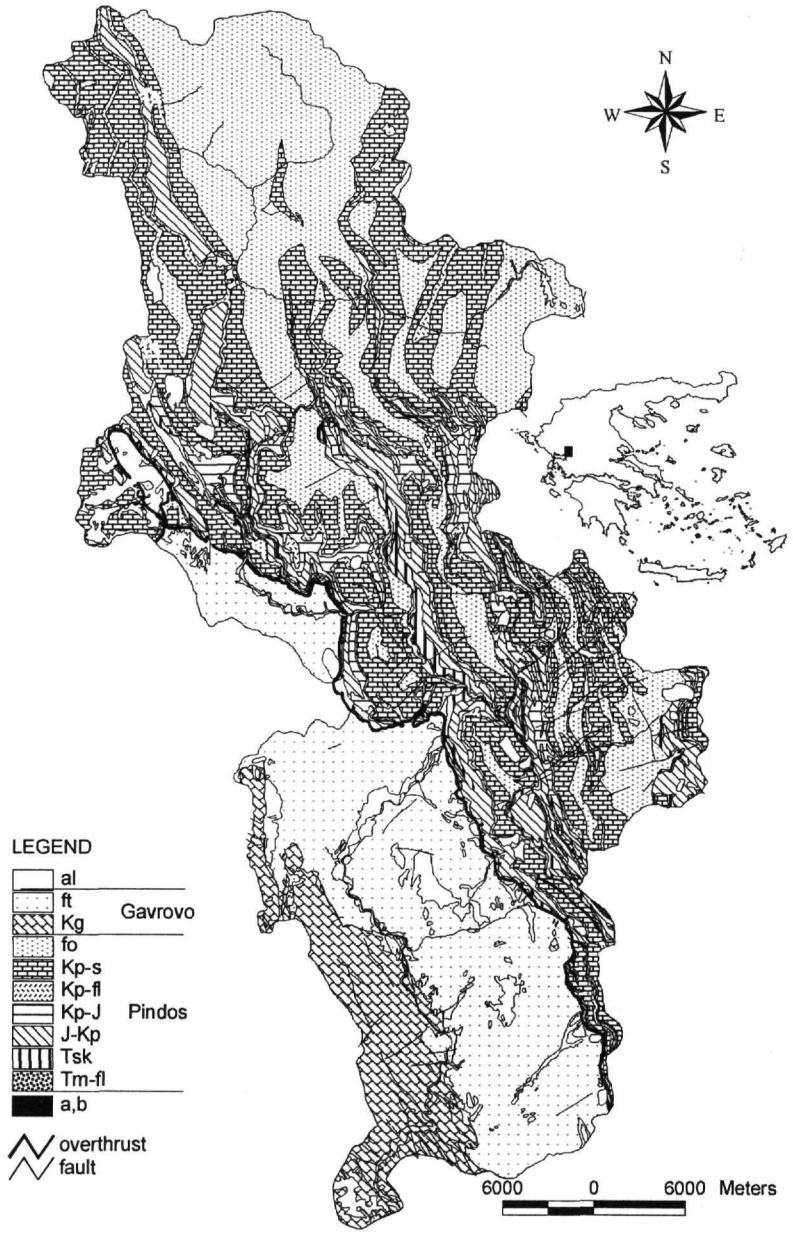


Figure 1. Geological map of the drainage basin* of the Upper Acheloos reaches al. Post-Alpine formations, 'Gavrovo zone'.: ft. flysch (Priabonian-Oligocene), Kg. limestones (Eocene), fo. flysch (Lower Paleocene- Eo-

cene), Kp-s. limestones (Upper Cretaceous). 'Pindos zone', Kp-fl. first flysch (Lower Cretaceous), Kp-J. limestones with Calpionella (Upper Jurassic), J-Kp. cherts (Middle-Upper Jurassic), Tsk. Limestones and cherts (Upper Triassic-Lias), Tm-fl. clastic formation (Middle-Upper Triassic). a,b. igneous rocks (Lykoudi, 2000).

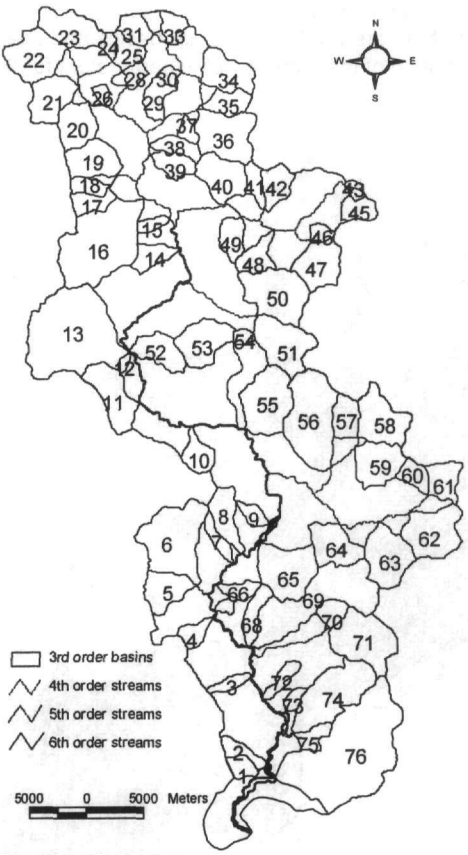


Figure 2. Third-order drainage basins of the Upper Acheloos reaches.

The evolution of the Upper Acheloos River hydrographic network follows the evolution of the relief of the area. This study is focused on the relationship between the network's features and the neotectonic activity in the surrounding area. In order to establish the above relationship, the following morphometric parameters were analysed: Elongation Ratio (E_u), Circularity (C_u), Lemniscate (K_u), Relief Ratio (Rh_u) of the basins, Mean Axial Slope (Jk_u) of the streams.

Table 1. The lithological groups in the third-order drainage basins of the Upper Acheloos reaches.

LITHOLOGICAL GROUPS	SYMBOL	THIRD-ORDER DRAINAGE BASINS
GAVROVO FLYSCH	*ft*	5,6,7,8,9,10,66,67,68,72,73,74,75,76
PINDOS FLYSCH	*fo*	15,24,25,26,27,28,29,30,31,3233,37,38, 39,43,46
GAVROVO LIMESTONES	*Kg*	1,2,3,4
PINDOS LIMESTONES OF CRETACEOUS	*Kp-s*	12,21,22,42
PINDOS LIMESTONES, PINDOS FLYSCH	*Kp-s, fo*	17,18,34,35,36,40,41,45,47,48,49,60,63
BASINS WITH MIXED LITHOLOGY Flysch, Limestones, Cherts of 'Pindos' zone	*fo, Kp-s, Kp-fl, Kp-J, J-Kp, Tsk, Tm-fl, a,b*	11,13,16,19,20,23,50,51,52,53,54,55,56,57,58 ,59,61,62,64,65,69,70,71

Table 2. Morphometric parameters

Parameters	Formula	Bibliography
Elongation Ratio, E_u	Diameter of a circle with an area equal to the basin area / Length of the basin, $E_u=d/Lb_u=[2\sqrt{(A_u/\pi)}]/Lb_u$	Schumm, 1956, In: Gregory, J.K. et al, (1973)
Circularity, C_u	Area of the basin / Area of circle of the same perimeter, $C_u=4\pi A_u/P_u^2$	Miller, 1953, In: Gregory, J.K. et al, (1973)
Lemniscate, K_u	$K_u=Lb_u^2/4A_u$	Chorley, Malm & Pogorzelski, 1957, In: Gregory, J.K. et al, (1973)
Mean Axial Slope of the channel, Jk_u	$Jk_u=[(h_{max}-h_{min})/l_s]*100$	
Relief Ratio, Rh_u	$Rh_u = H / Lb_{u(max)}$	Schumm, 1956, In: Gregory, J.K. et al, (1973)

Where,

A_u = Area of the basin
Lb_u = Length of the basin
P_u = Perimeter of the basin
h_{max} = Maximum altitude of the channel
h_{min} = Minimum altitude of the channel
l_s = Length of the channel
H = Local relief
$Lb_{u(max)}$ = The maximum length of the basin, parallel to the main watershed

The shape of the drainage basins is expressed by Elongation Ratio (Eu), Circularity (Cu) and Lemniscate (Ku). The Elongation Ratio (Eu) varies between 0 and 1.57. The value 1.57 represents a basin of an ideal circular shape, while the zero value describes a fully elongated basin. Values higher than 0.8 refer to basins that show a low relief, while values lower than 0.8 are associated with basins of a steep relief (Fairbridge 1968). Hydrographic networks formed in elongated basins are closer to rectilinear type. The value of Circularity (Cu) for quadrangular basins is approximately 0.8 and it decreases as the shape becomes more elongated. The ideal values of Lemniscate (Ku) vary from 0.50 to 1.80. For values between 0.50 and 0.32 the shape of the basin tends to be circular, while for values higher than 2 the drainage basin is fully elongated. The Mean Axial Slope (Jku) of the channel is an important parameter, used in the study of drainage basin equilibrium and hydrographic network geometry. It is an expression of the dynamic equilibrium among the tectonic activity, the erodibility of the substrate and the transport ability of the stream. The slope of the channel-bed gradually tends to a value, that permits an equilibrium between the weathering products and the material which is transported away (Strahler, 1950). The Relief Ratio (Rhu) is an expression of the slope of the drainage basins and indicates the intensity of erosion procedures.

3 ANALYSIS OF THE MORPHOMETRIC PARAMETERS

The interpretation of the rose diagrams for streams (Fig.3) and faults (Fig.4) results in the conclusion that older linear features, like streams and watersheds of higher order, follow Alpine geological structures (folds, normal faults with directions NW-SE), while younger features are associated with neotectonic structures, such as strike-slip faults and normal faults with varying directions from E-W to ENE-WSW, which cross-cut the Alpine ones.

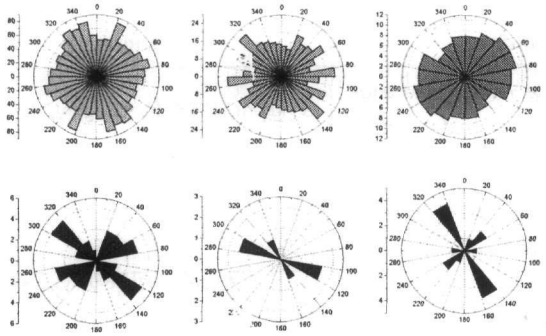


Figure 3. Rose diagrams for the streams of all classes (1st,2nd,3rd,4th,5th and 6th) of the Upper Acheloos basin.

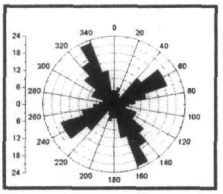


Figure 4. Rose diagrams for the faults of the Upper Acheloos basin.

The values of **Elongation Ratio (Eu)** for the third-order basins vary between 0.4 and 1.2 (Fig.5) and suggest an intermediate shape with a tendency to elongation. In the southwestern part (Valtos mountain) the basins show a fully elongated shape. The basins in the central part show a slight tendency to circular shape, while the northern basins show a stronger tendency to circularity. It is remarkable that the southeastern basins show an intermediate shape with a tendency to elongation, although the presence of loose lithological formations of 'Gavrovo' flysch, favours a more extended and circular shape of the basins. This indicates that in the present situation, the Elongation Ratio values are mainly controlled by exogenous procedures and only slightly by lithology. The elongated shape of the basins indicates a young stage of evolution, caused by intense neotectonic activity, while the intermediate shape with a tendency to circularity suggests an early mature stage.

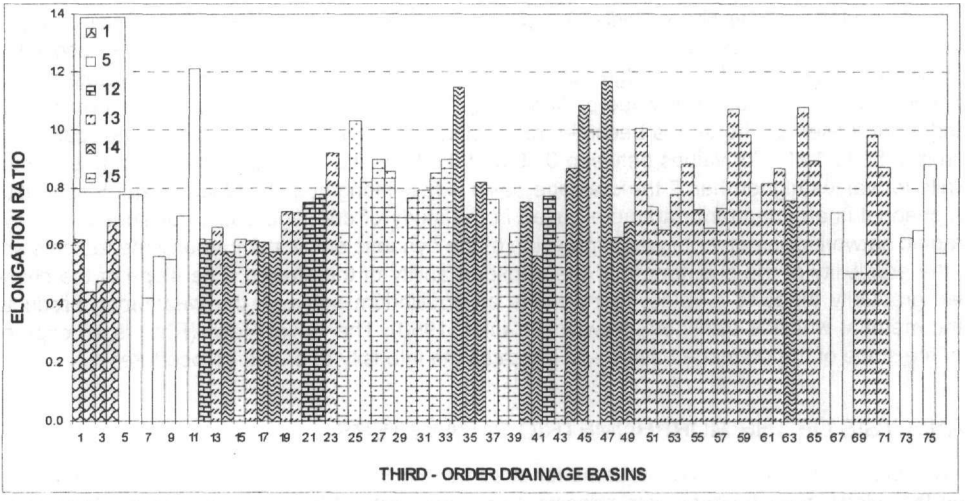


Figure 5. Elongation ratio of third-order drainage basins of the Upper Acheloos reaches for each lithological group. 1.Gavrovo flysch (ft) 5.Gavrovo limestone (Kg) 12.Pindos flysch (fo) 13.Pindos limestones (Kp-s) 14.Pindos limestones, flysch (Kp-s, fo) 15.Pindos limestones, chert, flysch (fo, Kp-s, Kp-fl, Kp-J, J-Kp, Tsk, Tm-fl, a, b).

The values of **Circularity (C_u)** vary between 0.34 and 0.89 and their regional distribution follows the Elongation Ratio (Fig. 6). The shape of the basins can be approximated by an intermediate one with a tendency to elongation, with the exception of some basins that show a more circular shape. The observed combination of high Elongation Ratio and Circularity values, especially in the

northern and eastern part , can be explained by the complicated and polygonal shape of the basins. The complicated shape is the result of: a) tectonic structure b) the presence of alternating lithological formations , leading to differential erosion and consequently to watershed displacement.

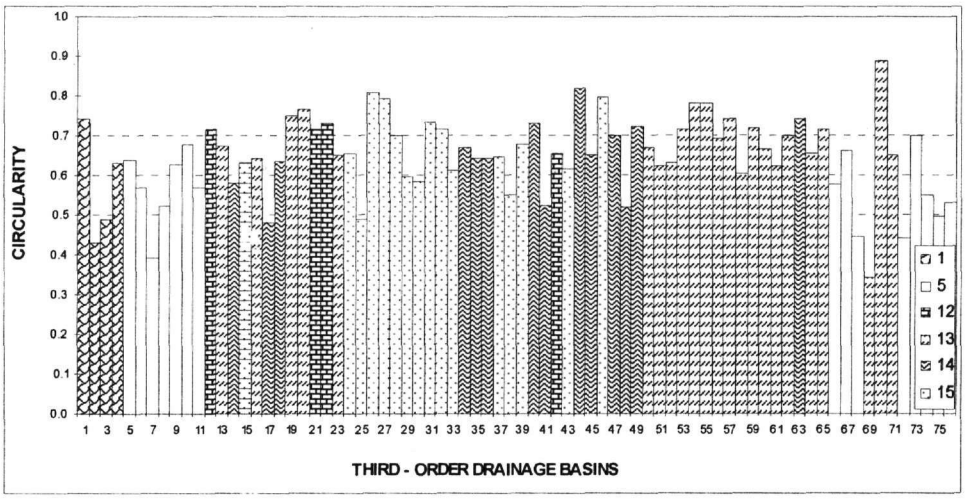


Figure 6. Circularity of third-order basins for each lithological group (See legend in Fig. 5).

The values of **Lemniscate (K_u)** vary between 0.24 and 1.77. Most of the third-order basins, especially those in the southern and southwestern part, exhibit high Lemniscate values, which suggests a tendency to elongation. This indicates that the basins belong to a young stage of evolution, consequently they have not reached the ideal 'drop' shape. The observed grouping of Lemniscate values according to lithology (Fig. 7) indicates that lithology is an important factor in the evolution of the basins, particularly in cases where neotectonic activity is not really intense. The evolution rate depends on the lithology, e.g. rocks, highly resistant to erosion procedures, impose a very slow evolution.

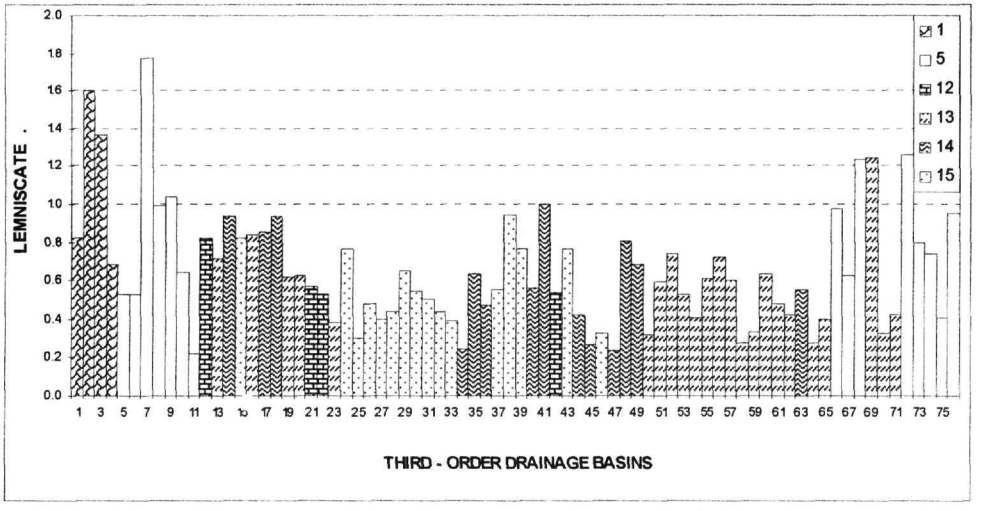


Figure 7. Lemniscate values of third-order basins for each lithological group (See legend in Fig. 5).

The values of the **Mean Axial Slope (Jk_u)** of the channels vary between 1.16% and 45.68%. The observed grouping of values according to lithology (Fig. 8) confirms that lithology plays an important role on this parameter. The highest values are observed mainly in the southwestern and northern part of the investigated area due to neotectonic uplift of these areas and lithology, which permits the preservation of steep slopes. The lowest values of Mean Axial Slope of channel beds are observed in the south-southeastern and central drainage basins, which are dominated by more erodible rocks ('Gavrovo' flysch and mixed lithological formations respectively). Different values are observed between basins of similar lithology ('Gavrovo' flysch and 'Pindos' flysch) because: a) the lithological formations of 'Pindos' zone have undergone a much stronger tectonic strain, so they introduce a steeper relief comparatively to 'Gavrovo' zone b) the two flysches are of different composition, as the 'Pindos' flysch is dominated by sandstones and marls, and 'Gavrovo' flysch by conglomerates.

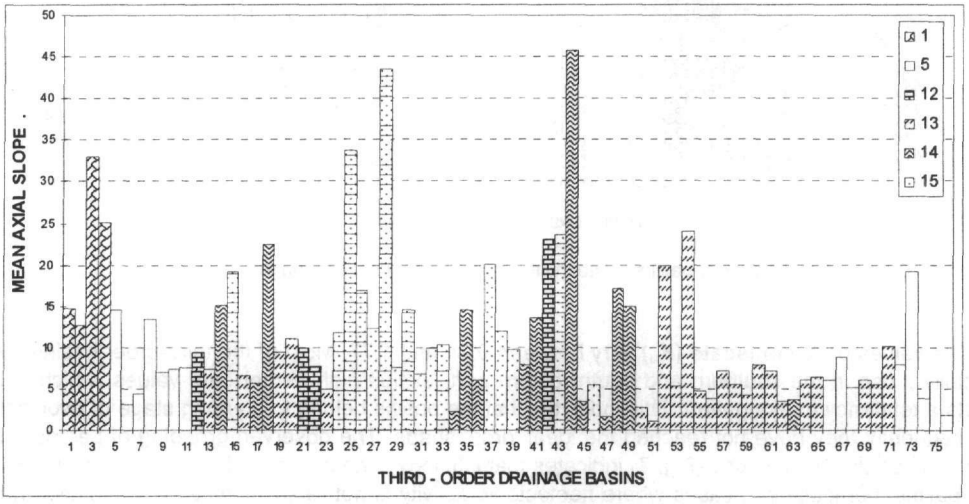


Figure 8. Values of Mean Axial Slope of the third-order channel beds for each lithological group (See legend in Fig. 5).

The **Relief Ratio (Rh_u)** (or mean surface slope) of the third-order drainage basins varies between the values of 4.7% and 43.6% (Fig. 9) . Basins consisting of 'Gavrovo' limestones show high values of Relief Ratio, while basins made up of 'Pindos' limestones and flysch exhibit lower values. The lowest values are observed in drainage basins with 'Gavrovo' flysch and mixed lithological background, indicating that strong erosional procedures took place in the past. The high values of Relief Ratio and Mean Axial Slope in the southwestern part, can be explained by the neotectonic activity (uplift) in the area and the presence of highly resistant rocks ('Gavrovo' limestones). It is remarkable that basins with 'Gavrovo' flysch show values of Relief Ratio, which are higher in the western part than the eastern part due to neotectonic processes and continuous uplift of the area.

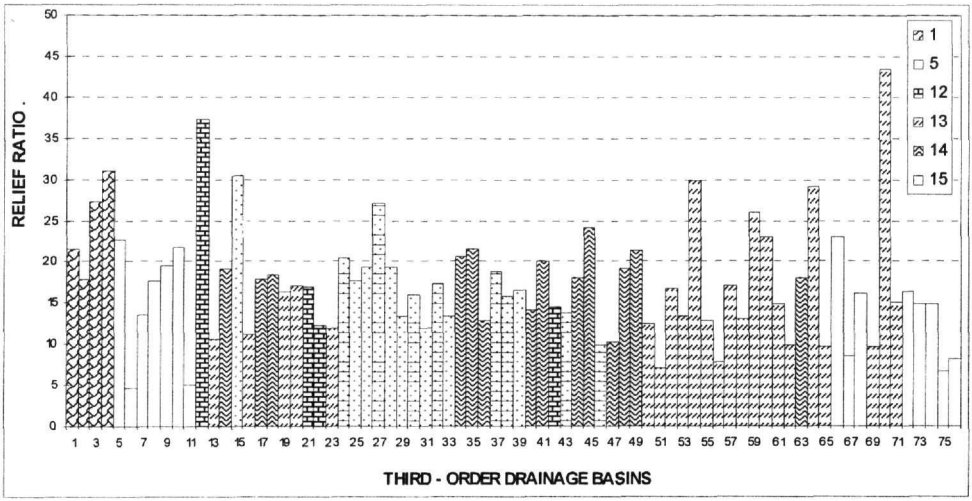


Figure 9. Relief ratio of third-order drainage basins for each lithological group (See legend in Fig. 5).

4 DISCUSSION - CONCLUSIONS

The evolution of the Upper Acheloos hydrographic network is associated with the evolution of the relief of the area. The data processing and analysis of the linear features of the streams result in the conclusion that different linear features (tectonic, lithological or morphological features) show the same direction or coincide. This suggests that both the Alpine folding and neotectonic activity still control the morphogenetic processes of the investigated area. Therefore, the older linear features (streams and watersheds of higher order) show directions that follow or coincide with the directions of the Alpine folding, suggesting that they have been formed during the Alpine orogenesis and still retain the above effect. The flow direction of younger streams (channels of lower order) is mainly controlled by younger faults, which have been reactivated during Pleistocene and they show directions from E-W to ENE-WSW and NW-SE as well.

The drainage basin of the Upper Acheloos River belongs to a rejuvenated stage of evolution (uplift), as it is concluded by the combination of the following: a) the third order drainage basins show an intermediate shape (with a tendency either to the elongation for the southern basins or to circularity for the northern ones), suggesting that they belong to a young or early mature stage, b) the Mean Axial Slope of the channels and Relief Ratio of the drainage basins exhibit medium-high values.

The elongation observed in the southern basins could be explained by the extension-tectonism which dominates the southern part of the network, while in the northern part the extension is much less obvious than the uplift (circular basins). The intense extensive field in the south causes the uplift movement of the Gavrovo mountain in the southwestern part relatively to the southeastern part, which is characterized by pure expansion. Both parts, southeastern and southwestern show elongated type of basins. In the north the extension is not so intense and combined with the erodible lithology (Pindos flysch) gives basins with a tendency to circularity.

The monoclinal structure of the drainage basin and the limited number of streams in the western part comparatively to the eastern part, can be explained by the displacement of the main channel of the river to the west. This displacement was interrupted due to intense uplifting movements in the western-southwestern part and the presence of erosion-resistant rocks ('Gavrovo' limestones). The displacement was caused by the following: a) The E-W to ENE-WSW strike-slip faults, associated with the horizontal clockwise rotation of the area, interrupted the main channel course of a NW-SE direction and displaced certain parts of it to the west along an east-west direction. This resulted in a meandering shape of the channel. The displacement gradually increases from north to south. b) The investigated area exhibits an extension- tectonism along a NW-SE direction.

The above asymmetric structure, which is basically caused by extension- tectonism, is responsible for the large area observed in the basins of the eastern und mainly southeastern part, relatively to the western part.

As a conclusion, the analysis of the morphometric parameters of a hydrographic network provides valuable information about the neotectonic procedures and their impact on the evolution of the drainage basins.

REFERENCES

Aubouin, J., (1959): Contribution à l' étude géologique de la Gréce septentrionale: les confins de l' Epire et de la Thessalie. Thèse, sciences, Univ. Paris, 1958 et Ann. géol. Pays hellén., 10, 1-525, Athènes.

Aubouin, J., (1961): I.G.M.E. geological map, 1:50,000, sheets: Pramanta, Kastanea

Aubouin, J., (1972): I.G.M.E. geological map, 1:50,000, sheet Kalampaka.

Catherine, K., Laj, C., & Muller, C., (1984): Tertiary geodynamical evolution of northwestern Greece: paleomagnetic results. Earth and Planetary Science Letters, 72 (1985), pp. 190-204, Amsterdam.

Fairbridge, R., (1968): Encyclopedia of Geomorphology. Encyclopedia of earth sciences series, volume III. Dowden, Hutchingon & Ross, Inc. Stroudsburg, Pennsylvania, United States of America.

Gregory J.K., Walling, E.D., (1973): Drainage Basin Form and Process. A geomorphological approach. Edward Arnold (publ.) Ltd., London.

Hellenic Military Geographical Service, (H.M.G.S.): Topographical maps, scale 1:100,000, sheets: Metsovo, Karditsa, Peta, Trikala.

Howard, A. D. (1965): Geomorphological systems – equilibrium and dynamics. Am. J. Sci., 263:302-312.

I.G.R.S. - B.P., (1971): Institut de Geologie et Recherches du Sous-sol et Britisch Petroleum Ltd. Co, Athenes-Londres.The geological Results of Petroleum Exploration in Western Greece. Athens, I.G.R.S.,No 10.

Lymberis, N., (1987): Geodynamique du domaine égéen depuis le Miocène supérieur. PhD Thesis. Mém. Sc. Terre Univ. Curie, Paris.

Lykoudi, E. (2000): Geomorphological evolution of the Upper Acheloos drainage basin. PhD Thesis. Mining & Metallurgy Engineering Dept., National Technical University of Athens, p.123-215.

Strahler, A., (1950): Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis. Am. J. Sci., 248:673-696, 800 :14.

Strahler, A., (1964): Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. In: Chow, V. (ed.) Handbook of applied hydrology. Section 4-II, p. 39-76. Mc Graw-Hill Book Co., New York.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

THE LAGOON OF VENICE: ΔΙΑΧΡΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΩΝ ΥΔΡΟ-ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΩΝ ΔΙΕΡΓΑΣΙΩΝ, ΣΤΑ ΥΔΑΤΟΡΕΜΜΑΤΑ ΚΑΙ ΤΗ ΛΙΜΝΟΘΑΛΑΣΣΑ ΤΗΣ ΒΕΝΕΤΙΑΣ (ΙΤΑΛΙΑ)

Marabini F.[1], και Μερτζάνης Α.[2]

[1] *Consiglio Nazionale delle Ricerche, Istituto di Geologia Marina, Via P. Gobetti 101, 40129 Bologna, Italy, franco.marabini@bo.ismar.cnr.it*

[2] *Τ.Ε.Ι. Λαμίας, Παράρτημα Καρπενησίου, Τμήμα Δασοπονίας, 36100, Καρπενήσι, amertz@hol.gr*

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στα πλαίσια της εργασίας αυτής αποτυπώνεται η διαχρονική εξέλιξη των υδρο-γεωμορφολογικών διεργασιών και των ανθρωπογενών επεμβάσεων, που από τους ιστορικούς χρόνους, έχουν συμβάλει, στη σημερινή διαμόρφωση της λιμνοθάλασσας της Βενετίας (βορειοδυτική Αδριατική θάλασσα). Οι φυσικές αυτές υδρο-γεωμορφολογικές διεργασίες σε συνδυασμό με τις εντατικές ανθρωπογενείς επεμβάσεις, οδήγησαν στην αύξηση της συχνότητας εμφάνισης του φαινομένου της υψηλής στάθμης της παλίρροιας, το επονομαζόμενο «acque alte», το οποίο αντιμετωπίζουν σήμερα, η προαναφερόμενη λιμνοθάλασσα και το σύμπλεγμα των αμμονησίδων, που αναπτύσσονται στο εσωτερικό της. Αναφέρονται επίσης, τα μέτρα που προβλέπονται και έχουν τεθεί σε εφαρμογή, σύμφωνα με το πρόγραμμα περιβαλλοντικής προστασίας (Mose), για την αποτελεσματικότερη αντιμετώπιση της δυσμενούς αυτής εξελικτικής πορείας των υδρο-γεωμορφολογικών διεργασιών στην περιοχή της λιμνοθάλασσας της Βενετίας.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στις χαμηλές παράκτιες περιοχές της Emiglia-Romagnia και της Venezia (Βενετία -Ιταλίας), δημιουργήθηκε, περί τα 6.000 χρόνια πριν, ένα δαιδαλώδες σύμπλεγμα λιμνοθαλασσών. Σήμερα, σημαντικό τμήμα των λιμνοθαλασσών αυτών, έχει εξαφανιστεί, μετά τις έντονες ανθρωπογενείς επεμβάσεις (εκτροπή υδατορεμμάτων, διάνοιξη και εκβάθυνση καναλιών ναυσιπλοΐας, κλπ), τόσο κατά τη διάρκεια των ιστορικών χρόνων, όσο και κατά τη σύγχρονη εποχή (Marabini και Mertzanis, 2003). Έχουν παραμείνει σαφώς ευδιάκριτα, αξιόλογα τμήματα του ιδιαίτερου αυτού περιβάλλοντος, μεταξύ των οποίων και η λιμνοθάλασσα της Βενετίας (Laguna di Venezia).

Σήμερα, σε σχέση με το παρελθόν, έχουν μεταβληθεί τα μορφολογικά χαρακτηριστικά της λιμνοθάλασσας της Βενετίας, ενώ έχει αυξηθεί σημαντικά και η συχνότητα εμφάνισης του φαινομένου της υψηλής στάθμης της παλίρροιας «acque alte», ιδιαίτερα κατά τη διάρκεια των θυελλωδών κυμάτων της χειμερινής περιόδου, με αποτέλεσμα τη συχνότερη κατάκλυση των κατοικημένων νησίδων, συμπεριλαμβανομένης και της πόλης της Βενετίας. Ταυτόχρονα και η λεπτή άμμο-λωρίδα η οποία παρεμβάλλεται μεταξύ της λιμνοθάλασσας της Βενετίας και της Αδριατικής θάλασσας, παρ'ότι ενισχυμένη με ειδικά έργα προστασίας, δεν είναι ικανή να προστατεύσει τη λιμνοθάλασσα, από τον κίνδυνο κατάκλυσης.

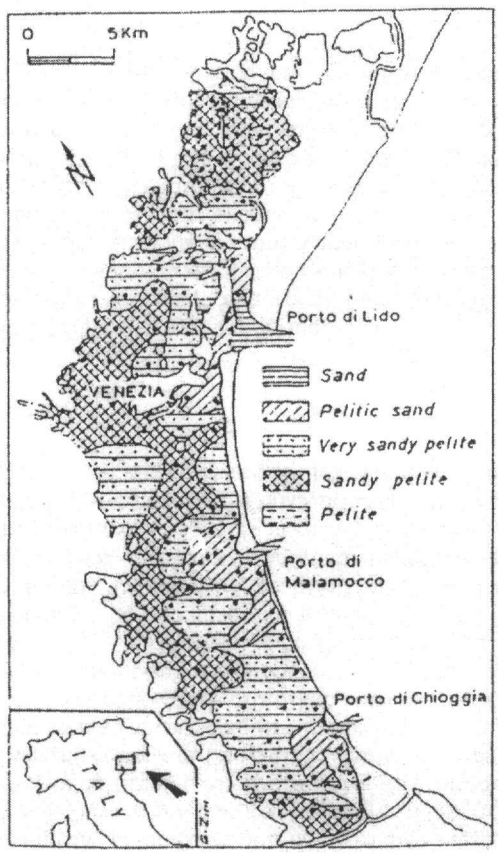
Για την αποτελεσματικότερη αντιμετώπιση της δυσμενούς αυτής εξελικτικής πορείας των υδρο-γεωμορφολογικών διεργασιών και των επιπτώσεών τους, στην περιοχή της λιμνοθάλασσας και την πόλη της Βενετίας, ήδη εφαρμόζεται ένα εκτεταμένο πρόγραμμα προστασίας της (πρόγραμμα Mose), το οποίο εκτός της ανύψωσης των πεζοδρομίων, η οποία προβλέπεται, ως αντιστάθμισμα της καθίζησης, προβλέπει την τοποθέτηση «κινητών θυρο-φραγμάτων», για το ελεγχόμενο κλείσιμο των τριών φυσικών ανοιγμάτων–διαύλων επικοινωνίας της λιμνοθάλασσας, με την Αδριατική θάλασσα, κατά τη διάρκεια θυελλωδών κυμάτων.

2 ΥΛΙΚΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ

2.1 Γεωγραφική θέση - Γεωλογία περιοχής έρευνας

Η λιμνοθάλασσα της Βενετίας, εντοπίζεται γεωγραφικά, στο βορειοδυτικό τμήμα της Αδριατικής θάλασσας και εντάσσεται στην χερσαία περιοχή Veneto.

Γεωλογικά, συνίσταται από προσχωματικούς σχηματισμούς - ιζήματα και ειδικότερα από εναλλαγές άμμων, αμμοιλύων και ιλύων, ο βαθμός συμμετοχής των οποίων, καθορίζει και τα τεχνικογεωλογικά-εδαφομηχανικά και υδρογεωμορφολογικά χαρακτηριστικά του κάθε μέλους (Σχ. 1). Οι άμμοι εμφανίζονται κυρίως στις θέσεις Chioggia, Malamocco και Lido, στις οποίες αναπτύσσονται τα τρία φυσικά ανοίγματα-δίαυλοι επικοινωνίας της λιμνοθάλασσας με την Αδριατική θάλασσα, γεγονός που οφείλεται στην κίνηση των παλιρροιών, που εμποδίζουν την παραμονή και εναπόθεση των λεπτομερέστερων υλικών. Στα εσωτερικά τμήματα της λιμνοθάλασσας, περιορίζεται το ποσοστό εμφάνισης των αμμωδών μελών και υπερισχύουν τα λεπτομερέστερα ιζήματα.



Σχήμα 1. Γεωγραφική τοποθέτηση της περιοχής και γεωλογικός χάρτης της λιμνοθάλασσας της Βενετίας (Enzi & Marabini 1992).

2.2 Υδρογεωμορφολογικά και Περιβαλλοντικά χαρακτηριστικά

Πρόκειται για επιμήκη, τοξοειδούς σχήματος, λιμνοθάλασσα, η οποία καταλαμβάνει έκταση 550 χλμ^2. Το μήκος της φθάνει τα 50 χλμ και το πλάτος τα 8-14 χλμ. Στο εσωτερικό της περιλαμβάνει χαρακτηριστικές λιμνοθαλάσσιες γεωμορφές, που συνθέτουν ένα σύμπλεγμα αμμονησίδων, σε αβαθή υδατοσυλλογή, μεταξύ των οποίων, η Venezia, το Murano και το Burano. Το ιδιαίτερα ευαί-

σθητο, οικοσύστημα της λιμνοθάλασσας, το οποίο σήμερα ολοένα και συχνότερα κατακλύζεται από τα θαλάσσια ύδατα «acque alte», χωρίζεται από την Αδριατική θάλασσα, με μια λεπτή άμμολωρίδα, η διατήρηση της οποίας, αποτελεί σημαντική προϋπόθεση για την προστασία της. Η παλίρροια είναι ημιημερήσιου τύπου και η επικοινωνία της λιμνοθάλασσας με την Αδριατική θάλασσα γίνεται, σήμερα, μέσω τριών φυσικών ανοιγμάτων-διαύλων επικοινωνίας, στις θέσεις Chioggia, Malamocco και Lido, ανοίγματος πλάτους 380, 400 και 800 μέτρων αντίστοιχα (Σχ. 1).

Τα ποτάμια συστήματα Adige, Bacchiglione, Brenta, Sile και Piave, τα οποία κατά το παρελθόν, εκφορτίζονταν μέσα στη λιμνοθάλασσα της Βενετίας, έχουν εκτραπεί με την επέμβαση του ανθρώπου και εκφορτίζονται στην Αδριατική θάλασσα.

Η υπόγεια υδροφορία στην ευρύτερη περιοχή της λιμνοθάλασσας διακρίνεται: α. στον αβαθή φρεάτιο ορίζοντα, ο οποίος, ακολουθεί τη μορφολογία του ανάγλυφου και β. στην υπό πίεση, βαθειά υδροφορία, η οποία εντοπίζεται στα διαπερατά μέλη των γεωλογικών σχηματισμών. Σημαντικά είναι τα προβλήματα σχετικά με τις εντατικές αντλήσεις υπόγειων υδάτων, για την κάλυψη των αναγκών της βιομηχανίας, εξαιτίας των οποίων προκλήθηκε πτώση της πιεζομετρικής στάθμης, περί τα 15 μέτρα, για την περίοδο 1950-1970.

Επίσης σημαντικό είναι και το πρόβλημα της υποβάθμισης της ποιότητας των υδάτων της λιμνοθάλασσας, στην οποία καταλήγουν τα αστικά λύματα των πόλεων Mestre και Venezia καθώς και τα βιομηχανικά απόβλητα από την εκτεταμένη βιομηχανική ζώνη του Porto Marghera. Σημειώνεται ότι η περιβαλλοντική επιβάρυνση της λιμνοθάλασσας, επιδεινώνεται και από την τουριστική *δραστηριότητα, η οποία ξεπερνάει τα 10.000.000 αφίξεων ετησίως.*

2.3 Μέθοδος έρευνας

Για την καταγραφή και αποτύπωση της υφιστάμενης κατάστασης περιβάλλοντος και των υδρογεωμορφολογικών διεργασιών καθώς και της διαχρονικής εξέλιξής τους, στην εγγύς και την ευρύτερη περιοχή της λιμνοθάλασσας της Βενετίας, έγινε χρήση σύγχρονων και παλαιότερων τοπογραφικών χαρτών, γεωλογικών, γεωμορφολογικών και ωκεανογραφικών χαρτών καθώς και ιστορικών στοιχείων σχετικών με την περιοχή. Έγινε επαλήθευση και επιβεβαίωση των αντληθέντων από την βιβλιογραφία, στοιχείων, σε συνδυασμό με επιτόπιες παρατηρήσεις καθώς και προσαρμογή και ομογενοποίηση των δεδομένων, με σκοπό την πολυκριτηριακή διαχρονική ανάλυσή τους, για την εξαγωγή αξιόπιστων συμπερασμάτων.

3 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ - ΣΥΖΗΤΗΣΗ

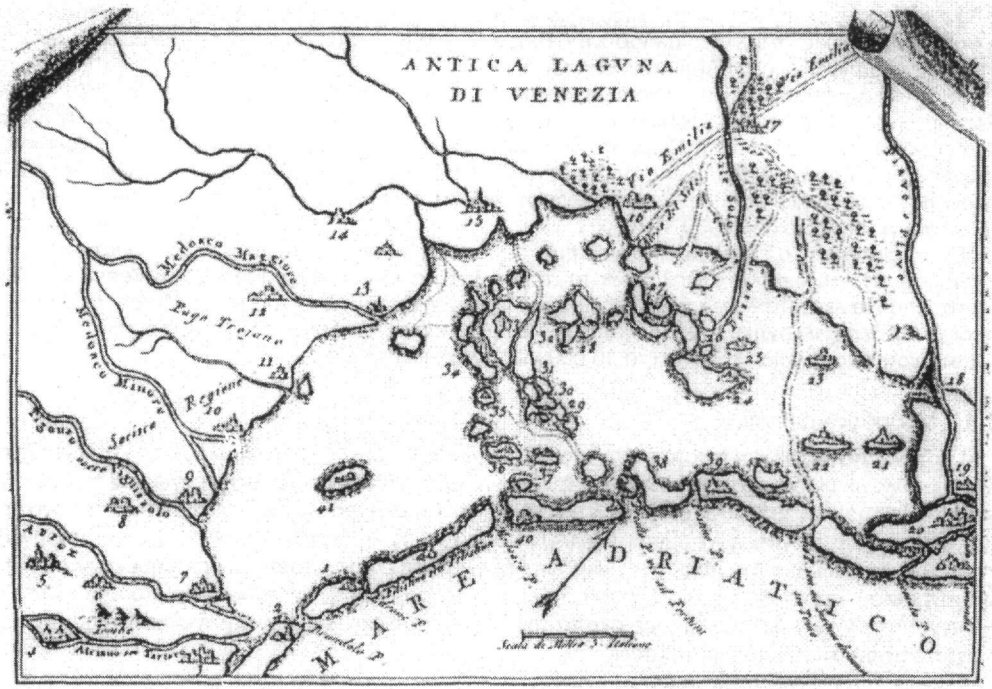
3.1 Διαχρονική εξέλιξη των υδρο-γεωμορφολογικών διεργασιών – Ανθρωπογενείς επεμβάσεις

Τα στοιχεία και οι αναφορές, από τους ιστορικούς χρόνους μέχρι σήμερα, σχετικά με τη διαχρονική εξέλιξη των υδρογεωμορφολογικών χαρακτηριστικών καθώς και τις ανθρωπογενείς επεμβάσεις, στα υδατορέμματα και τη λιμνοθάλασσα της Βενετίας, επιβεβαιώνουν και τον μηχανισμό λειτουργίας και ανάπτυξης του λιμνοθαλάσσιου οικοσυστήματος της Βενετίας, ενώ δίνουν σημαντικές ενδείξεις για την αναμενόμενη εξελικτική πορεία του.

Σύμφωνα με στοιχεία που προκύπτουν και απεικονίζονται στον χάρτη του Teodoro Viero (1799), η λιμνοθάλασσα της Βενετίας, κατά το έτος 1.000 μ.Χ., κατελάμβανε την ίδια τη σημερινή θέση, ενώ η κυκλοφορία των υδάτων πραγματοποιούνταν δια μέσου οκτώ, αντί των σημερινών τριών, φυσικών ανοιγμάτων, τα οποία εξασφάλιζαν την επικοινωνία με τη θάλασσα (Σχ. 2). Τα ποτάμια συστήματα Adige, Bacchiglione, Brenta, Sile και Piave, τα οποία εκφορτίζονταν μέσα στη λιμνοθάλασσα της Βενετίας, προσέφεραν, κατά το παρελθόν, σημαντικές ποσότητες γλυκών υδάτων και φερτών υλών, ιδιαίτερα κατά τις περιόδους πλημμυρικών παροχών. Οι αυξημένες ποσότητες φερτών υλών, οι οποίες είχαν αποτεθεί στο εσωτερικό της λιμνοθάλασσας, οδηγούσαν στην πλήρωση της με ιζήματα και κατά συνέπεια, στη μετατροπή της, σε έλος.

Οι πρώτες ιστορικές πληροφορίες προέρχονται από τον Paolo Diacono, στις οποίες περιγράφονται οι καταστροφικές πλημμύρες, που μετέβαλαν την ροή των ποταμών Brenta και Adige και κατέστρεψαν, το έτος 589 μ.Χ., την πόλη της Concordia, 30 χλμ βορειοανατολικά της Βενετίας (Marabini και Veggiani, 1991). Η λιμνοθάλασσα της Βενετίας, προσχώθηκε με σημαντικές ποσότητες ιζημάτων, ιδιαίτερα στο κεντρικό και νότιο τμήμα της. Το γεγονός αυτό δεν αποτελεί μεμονωμένη περίπτωση καθ'ότι, σύμφωνα πάντα με τις ίδιες ιστορικές πηγές, καθ'όλη τη διάρκεια της περιόδου

450-650 μ.Χ., ισχυρές βροχοπτώσεις έπληττων, την ευρύτερη περιοχή της Βενετίας. Κατά συνέπεια, τα ιδιαίτερα έντονα φαινόμενα αυτού του τύπου, κατά τη διάρκεια ψυχρών-υγρών περιόδων, οδηγούσαν συστηματικά στη σταδιακή μετατροπή της λιμνοθάλασσας, σε έλος, περιορίζοντας το υγρό στοιχείο.

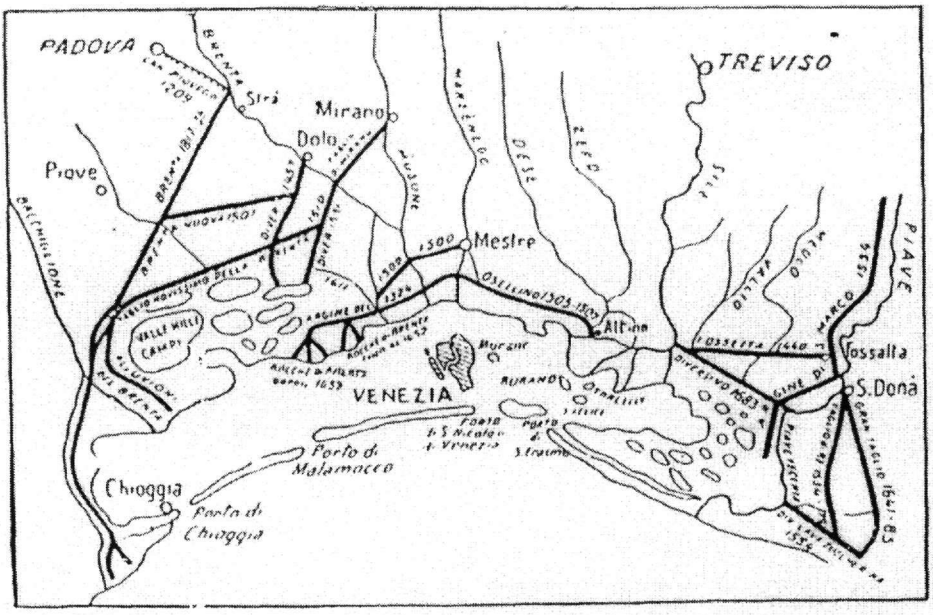


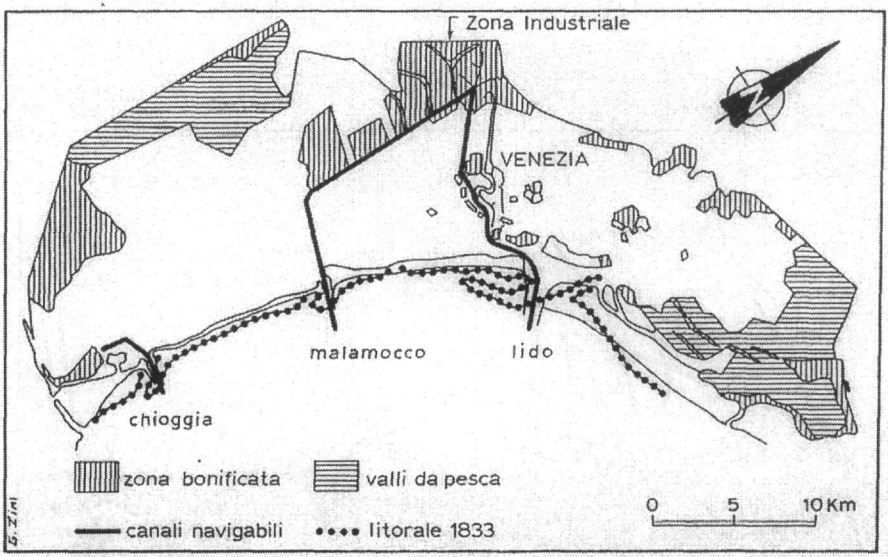
Σχήμα 2. Χάρτης της ευρύτερης περιοχής της λιμνοθάλασσας της Βενετίας, κατά το έτος 1.000 μ.Χ. Είναι ευδιάκριτα τα οκτώ φυσικά ανοίγματα, αντί των σημερινών τριών, τα οποία εξασφάλιζαν την επικοινωνία με την θάλασσα, καθώς και τα ποτάμια συστήματα, τα οποία εκφορτίζονταν μέσα στη λιμνοθάλασσα (Viero 1799).

Για αμυντικούς αλλά και εμπορικούς λόγους, η μετατροπή της λιμνοθάλασσας, σε έλος, αποτελούσε δυσμενή εξέλιξη. Για το λόγο αυτό, κρίθηκε σκόπιμη, από την τότε Γαληνοτάτη Δημοκρατία της Βενετίας «Serenissima», η αντιμετώπιση της κατάστασης (Pavanello, 1931). Κατά την περίοδο 1300-1800 μ.Χ., κατασκευάστηκαν έργα εκτροπής των υδατορεμμάτων Adige, Bacchiglione, Brenta, Sile και Piave, με σκοπό την εκφόρτισή τους, έξω από την λιμνοθάλασσα και την αποφυγή της πλήρωσής της, με φερτές ύλες καθώς και έργα εκβάθυνσης των καναλιών ναυσιπλοΐας (Σχ. 3).

Στις αρχές της «μικρής παγετώδους περιόδου», το 1.600 μ.Χ. για να αποφευχθεί η πλήρωση της λιμνοθάλασσας της Βενετίας, από τις ιδιαίτερα ισχυρές στερεοπαροχές και την απόθεση των φερτών υλών του ποταμού Πάδου (Po), ο οποίος αποτελεί και τον μεγαλύτερο ποταμό της Ιταλίας, κατασκευάστηκε το έργο εκτροπής, της κύριας εκβολής του, προς τα νότια (Carbognin και Marabini, 1989).

Ανάλογες επεμβάσεις, έλαβαν χώρα μέχρι τον XIX αιώνα και παρεμπόδισαν την πλήρωση της λιμνοθάλασσας, με ιζήματα και την συνένωση της πόλης-νησίδας της Βενετίας με την ενδοχώρα, αλλά διαμόρφωσαν καθεστώς κατάλληλο, στο οποίο υπερισχύουν οι θαλάσσιες διεργασίες σε σχέση με τις ποταμο-χερσαίες, με αποτέλεσμα την εντατικοποίηση των φαινομένων διάβρωσης του παράκτιου χώρου και ιδιαίτερα της λεπτής άμμο-λωρίδας, η οποία παρεμβάλλεται και χωρίζει τη λιμνοθάλασσα από την Αδριατική θάλασσα, και η οποία αποτελεί βασικό γεωμορφολογικό χαρακτηριστικό, απαραίτητο για την προστασία της.


PADOVA
Stra
Mirano
Dolo
Piove
TREVISO
Mestre
Marghera
Malcontenta
Oselino
Altino
Murano
VENEZIA
Fusina
Tessera
Tessera
Tessera



Σχήμα 4. Χάρτης των σύγχρονων ανθρωπογενών επεμβάσεων (XX αιώνας). Διακρίνονται οι περιοχές που έχουν αποδοθεί για διάφορες χρήσεις (βιομηχανικές εγκαταστάσεις, ιχθυοκαλλιέργειες, κλπ) και τα κύρια κανάλια ναυσιπλοΐας (Carbognin et. al., 1985).

Σύμφωνα με όσα προαναφέρθηκαν, γίνεται εμφανές ότι η σημερινή κατάσταση της λιμνοθάλασσας της Βενετίας, η οποία θεωρείται επισφαλής για την διατήρησή της, δεν οφείλεται μόνο στις επεμβάσεις του ανθρώπου, οι οποίες διαμόρφωσαν κατά περίπτωση και ανάλογα με τις διαμορφούμενες ανάγκες, τη μορφή και το περιβάλλον της, αλλά είναι το αποτέλεσμα ενός πολυπαραγοντικού συστήματος διεργασιών, στο οποίο επικαλύπτονται και αλληλοδιαδέχονται οι φυσικές διεργασίες (κλιματικές μεταβολές) τις τεχνητές (ανθρωπογενείς επεμβάσεις).

Η φυσιολογική διαχρονική εξέλιξη «trend», της λιμνοθάλασσας της Βενετίας, χωρίς την ανθρώπινη επέμβαση, εκτιμάται ότι θα ήταν η ακόλουθη: Τα ποτάμια συστήματα, τα οποία εκφορτίζονταν μέσα στη λιμνοθάλασσα της Βενετίας και πρόσφεραν, κατά το παρελθόν, σημαντικές ποσότητες γλυκών υδάτων και φερτών υλών, θα πρόσχωναν σταδιακά αλλά σε διαφορετικές φάσεις και ταχύτητες, τη λιμνοθάλασσα, η οποία θα μετατρέπονταν σε ενιαίο χερσαίο σύστημα με την ενδοχώρα.

Η φυσιολογική αυτή εξέλιξη, της λιμνοθάλασσας της Βενετίας, η οποία προαναφέρθηκε, μεταβλήθηκε, από την επέμβαση του ανθρώπου, ο οποίος κατασκεύασε έργα εκτροπής των υδατορεμμάτων Adige, Bacchiglione, Brenta, Sile και Piave, για την εκφόρτισή τους, έξω από την λιμνοθάλασσα και την αποφυγή της πλήρωσής της, με φερτές ύλες (Σχ. 3) καθώς και επεμβάσεις ενίσχυσης, για την προστασία και διατήρηση της άμμο-λωρίδας η οποία χωρίζει τη λιμνοθάλασσα από την Αδριατική θάλασσα, με αποτέλεσμα τη διαμόρφωση ενός τεχνητού περιβάλλοντος λιμνοθάλασσας, ελεγχόμενο κατά το δυνατόν από τον άνθρωπο.

Η περαιτέρω διαφοροποίηση των φυσιολογικών συνθηκών εξέλιξης της περιοχής της λιμνοθάλασσας, προκλήθηκε, κατά το δεύτερο ήμισυ του προηγούμενου αιώνα (XX), από τις έντονες ανθρωπογενείς επεμβάσεις (βιομηχανικές εγκαταστάσεις, υπεράντληση υπόγειων υδάτων, εκβάθυνση καναλιών ναυσιπλοΐας), η οποία, ενώ κατά τις θερμές-ξηρές περιόδους δεν αναδεικνύει ιδιαίτερα προβλήματα, αντίθετα, κατά τη διάρκεια ψυχρών-υγρών περιόδων, η βιαιότητα προσβολής των θυελλωδών κυμάτων, ταυτόχρονα με την απουσία φερτών υλών από τους ποταμούς, τείνουν να καταστρέψουν τις οχυρώσεις – προστατευτικά έργα της άμμο-λωρίδας, στο εξωτερικό της λιμνοθάλασσας και να οδηγήσουν την περιοχή στην πλήρη κατάκλυσή της και τη μετατροπή της σε θάλασσα (Carbognin et. al., 1985).

Η καταστροφική δράση των θυελλωδών κυμάτων, η οποία το 1966, κατέστρεψε τα έργα ενίσχυσης «murazzi», σε αρκετές θέσεις της άμμο-λωρίδας, που προστατεύει τη λιμνοθάλασσα της Βενετίας, επήλθε κατά τη διάρκεια μιας 20ετούς ψυχρής-υγρής περιόδου, η οποία χαρακτηρίστηκε από τη συχνή εμφάνιση του φαινομένου της υψηλής στάθμης της παλίρροιας «acque alte» και διήρκεσε περίπου μέχρι το δεύτερο ήμισυ της 10ετίας του '70. Για ολόκληρη την 10ετία του '80 μέ-

χρι σήμερα, οι χαμηλές και αραιές βροχοπτώσεις και τα περιορισμένης έντασης θυελλώδη κύματα, τα οποία χαρακτηρίζουν μια θερμή-ξηρή περίοδο, πρόσδωσαν μια περίοδο σχετικής ηρεμίας στη λιμνοθάλασσα, την οποία όμως διαδέχεται μια ψυχρή-υγρή περίοδος με νέες θαλάσσιες – μετεωρολογικές συνθήκες, δυσμενείς για τη διατήρηση και προστασία της περιοχής της λιμνοθάλασσας της Βενετίας (Lamb 1977, Lamb 1982, Camuffo 1987).

3.2 Το φαινόμενο της υψηλής στάθμης της παλίρροιας «acque alte»

Σήμερα, σε σχέση με το παρελθόν, η λιμνοθάλασσα της Βενετίας είναι πιο μικρή σε έκταση και βαθύτερη. Ταυτόχρονα, απειλείται σοβαρά από το φαινόμενο της υψηλής στάθμης της παλίρροιας, το επονομαζόμενο «acque alte», το οποίο, καταγράφεται από τις αρχές του 1900 και το οποίο, μετά το έτος 1950, έχει αυξηθεί σημαντικά, ως προς τη συχνότητα εμφάνισής του, ιδιαίτερα κατά τη διάρκεια των θυελλωδών κυμάτων της χειμερινής περιόδου, με αποτέλεσμα τη συχνότερη κατάκλυση των κατοικημένων νησίδων, συμπεριλαμβανομένης και της πόλης της Βενετίας (Σχ. 5, 6 & 7). Επίσης, η άμμο-λωρίδα, η οποία χωρίζει τη λιμνοθάλασσα από την Αδριατική θάλασσα, παρ' ότι ενισχυμένη με ειδικά έργα προστασίας, αντιμετωπίζει σημαντικά προβλήματα ως προς τη διατήρησή της και πλέον δεν είναι ικανή να προστατεύσει την περιοχή της λιμνοθάλασσας, από τον κίνδυνο κατάκλυσης.



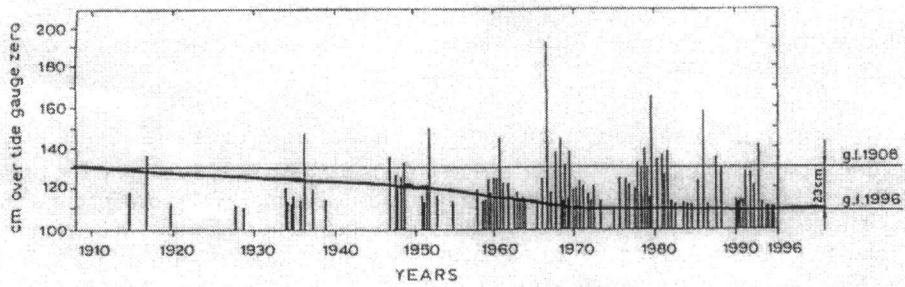
Σχήμα 5. Έναρξη του φαινομένου της υψηλής στάθμης της παλίρροιας «acque alte», (< +1.00 μέτρο), στην πλατεία San Marco (Βενετία)



Σχήμα 6. Πλήρης κατάκλυση της πλατείας San Marco, εξαιτίας της υψηλής στάθμης της παλίρροιας (> +1.00 μέτρο)

Οι αιτίες πρόκλησης του φαινομένου «acque alte», είναι: α. η ταπείνωση της επιφάνειας του εδάφους της περιοχής της λιμνοθάλασσας και των αμμονησίδων, λόγω της καθίζησης «subsidenza», β. η αύξηση της στάθμης θάλασσας «ευστατισμός» σε συνδυασμό με την αύξηση της στάθμης εξ'αιτίας του «φαινομένου του θερμοκηπίου», και γ. οι θυελλώδεις νοτιοανατολικοί άνεμοι «Scirocco», που σε συνδυασμό με υψηλές τιμές παλίρροιας (πλημμυρίδας), οδηγούν τα θαλάσσια ύδατα και τα ύδατα της λιμνοθάλασσας, σε επίπεδα ανώτερα της σημερινής ταπεινωμένης επιφάνειας του εδάφους.

Ειδικότερα, η ταπείνωση της επιφάνειας του εδάφους, η οποία τα τελευταία 100 χρόνια, έχει σημειώσει καθίζηση, που ξεπερνάει κατά μέσο όρο τα 20 εκατοστά και φθάνει σε αρκετά σημεία τα 23 εκατοστά (Σχ. 7), οφείλεται στις εντατικές αντλήσεις υπόγειων υδάτων, για την κάλυψη των αναγκών της βιομηχανίας, εξαιτίας των οποίων, κατά την περίοδο 1950-1970, προκλήθηκε πτώση της πιεζομετρικής στάθμης, περί τα 15 μέτρα. Στην καθίζηση η οποία έχει προκληθεί από τις αντλήσεις υπόγειων υδάτων, αθροίζονται και η φυσιολογικά αναμενόμενη καθίζηση των κοκκωδών σχηματισμών του υπεδάφους «φυσική καθίζηση» καθώς και ο «ευστατισμός», ο οποίος για την περιοχή της βόρειας Αδριατικής θάλασσας και της λιμνοθάλασσας της Βενετίας, προσδίδει αύξηση της στάθμης θάλασσας περί τα 1.27 χιλιοστά/έτος (Carbognin et. al., 1984).



Σχήμα 7. Αύξηση της συχνότητας εμφάνισης του φαινομένου της υψηλής στάθμης της παλίρροιας «acque alte», σε συνδυασμό με την καθίζηση του εδάφους, από το έτος 1909 έως το 1996 (Carbognin et. al. 1984).

Το μέσο υψόμετρο του εδάφους στην πόλη της Βενετίας, σήμερα, είναι ίσο με 110 εκατοστά, περίπου, από τη μέση στάθμη θάλασσας, ενώ κατά το παρελθόν, στις αρχές του προηγούμενου αιώνα (περί το έτος 1900) έφθανε το υψόμετρο των 130 εκατοστών, περίπου. Αξιοσημείωτα είναι τα δέκα κυριότερα επεισόδια κατά τα οποία καταγράφηκε η υψηλότερη στάθμη παλίρροιας «acque alte», στην πόλη της Βενετίας, από το έτος 1920 μέχρι σήμερα τα οποία ξεπερνούν κατά πολύ το μέσο υψόμετρο της πόλης και είναι: 16 Απριλίου 1936 (147 εκατοστά), 12 Νοεμβρίου 1951 (151 εκατοστά), 15 Οκτωβρίου 1960 (145 εκατοστά), 4 Νοεμβρίου 1966 (194 εκατοστά), 3 Νοεμβρίου 1968 (144 εκατοστά), 14 Φεβρουαρίου 1979 (140 εκατοστά), 22 Δεκεμβρίου 1979 (166 εκατοστά), 1 Φεβρουαρίου 1986 (· 9 εκατοστά), 8 Δεκεμβρίου 1992 (142 εκατοστά) και 6 Νοεμβρίου 2000 (144 εκατοστά).

Παλίρροιες «acque alte», οι οποίες ξεπερνούν σε ύψος τα 100 εκατοστά, και οι οποίες εμφανίζονται κατά μέσο όρο, περί τις 7 φορές/έτος, προκαλούν εκτεταμένες πλημμύρες και ζημιές, που επιδεινώνονται με την περαιτέρω αύξηση της στάθμης των υδάτων. Η κατάκλυση η οποία προκαλείται, στην περίπτωση παλίρροιας, με στάθμη 120 και 130 εκατοστά, ξεπερνάει, αντίστοιχα, σε έκταση το 1/3 και τα 2/3 του ιστορικού κέντρου της πόλης της Βενετίας, ενώ στην ακραία περίπτωση στάθμης στα 194 εκατοστά (4 Νοεμβρίου 1966), κατακλύσθηκε η συνολική επιφάνεια της πόλης της Βενετίας και καλύφθηκε με στρώμα νερού, περί το ένα μέτρο.

3.3 Αντιμετώπιση του φαινομένου «acque alte»

Για την αποτελεσματικότερη αντιμετώπιση της δυσμενούς αυτής εξελικτικής πορείας των υδρογεωμορφολογικών διεργασιών «acque alte», στην περιοχή της λιμνοθάλασσας της Βενετίας, έχουν τεθεί σε εφαρμογή κατά το παρελθόν, μέτρα σχετικά με τον περιορισμό των αντλήσεων υπόγειων υδάτων, με αποτέλεσμα την ανακοπή της ταχύτητας καθίζησης του εδάφους «subsidenza» και την μικρή επαναφορά του (περί τα 2 εκατοστά), κατά το έτος 1975.

Σήμερα εφαρμόζεται εκτεταμένο πρόγραμμα προστασίας της λιμνοθάλασσας και της πόλης της Βενετίας, το αποκαλούμενο Mose (Modulo Sperimentale Elettromeccanico), σύμφωνα με το οποίο προβλέπονται: α. για ύψος παλίρροιας μέχρι τα 100 εκατοστά, τοπικές παρεμβάσεις έργων προστασίας (ανύψωση των πεζοδρομίων, ενίσχυση και διαμόρφωση των δαπέδων στους δημοτικούς κοινόχρηστους χώρους και την άμμο-λωρίδα), ως αντιστάθμισμα της καθίζησης και β. για ύψος παλίρροιας μεγαλύτερο των 100 εκατοστών, την λειτουργία ειδικών «κινητών θυρο-φραγμάτων», για το ελεγχόμενο κλείσιμο των τριών φυσικών ανοιγμάτων–διαύλων επικοινωνίας της λιμνοθάλασσας με την Αδριατική θάλασσα, κατά τη διάρκεια θυελλωδών κυμάτων. Ειδικότερα στις εισόδους της λιμνοθάλασσας, στις θέσεις Chioggia, Malamocco και Lido, προβλέπεται η κατασκευή ενός συστήματος «κινητών θυρο-φραγμάτων» τα οποία, σε περιόδους νηνεμίας, με τη χρήση νερού πλήρωσης, αυξάνουν το βάρος τους και επικάθονται στον πυθμένα της λιμνοθάλασσας, όπου και προσδένονται με ειδικούς αρμούς. Στις περιπτώσεις κατά τις οποίες προβλέπεται αύξηση του ύψους της παλίρροιας, μεγαλύτερη των 100 εκατοστών «acque alte», τα θυρο-φράγματα ανυψώνονται αυτόματα, μέσω ειδικής διάταξης (διοχέτευσης συμπιεσμένου αέρα στο εσωτερικό τους και αποβολής του ε-

γκλωβισμένου νερού) και παρεμποδίζουν την είσοδο των θαλάσσιων υδάτων στη λιμνοθάλασσα. Τα θυρο-φράγματα αυτά, έχουν σχεδιαστεί να ανταποκρίνονται αποτελεσματικά σε διαφορές μέχρι και 2 μέτρων ύψους, μεταξύ θάλασσας και λιμνοθάλασσας (Carbognin et. al., 1984).

4 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Οι επεμβάσεις του ανθρώπου, στα υδατορέμματα και τη λιμνοθάλασσα της Βενετίας, οι οποίες έλαβαν χώρα από τους ιστορικούς χρόνους μέχρι σήμερα και εξυπηρετούσαν τις ανάγκες της κάθε εποχής (άμυνα, ναυσιπλοΐα, εμπόριο, βιομηχανία, τουρισμός), επέφεραν σημαντικές μεταβολές στα περιβαλλοντικά – υδρογεωμορφολογικά χαρακτηριστικά της περιοχής, με αποτέλεσμα, την ενίσχυση φαινομένων, που σήμερα, έχουν οδηγήσει το ιδιαίτερα ευαίσθητο, οικοσύστημα της λιμνοθάλασσας, σε έντονα προβλήματα υποβάθμισης της ποιότητας των νερών της και στην ολοένα συχνότερη κατάκλυση των χερσαίων τμημάτων της, από τα νερά της αυξημένης στάθμης της παλίρροιας «acque alte».

Ειδικότερα, την τελευταία 50ετία, επιδεινώθηκε σημαντικά η περιβαλλοντική – υδρογεωμορφολογική ισορροπία της λιμνοθάλασσας, εξ'αιτίας της αύξησης του ρυθμού καθίζησης των κοκκωδών σχηματισμών του υποβάθρου, η οποία οφείλεται στην υπεράντληση των υπόγειων υδάτων της περιοχής Mestre - Porto Marghera, για βιομηχανική χρήση, καθώς και της αύξησης της συχνότητας εμφάνισης του φαινομένου της υψηλής στάθμης της παλίρροιας «acque alte», κατά τη διάρκεια των θυελλωδών κυμάτων της χειμερινής περιόδου, που κατακλύζει σημαντικό μέρος των χερσαίων τμημάτων και του συμπλέγματος των αμμονησίδων, συμπεριλαμβανομένης και της πόλης της Βενετίας.

Για την αποτελεσματικότερη αντιμετώπιση του φαινομένου της υψηλής στάθμης της παλίρροιας έχουν τεθεί σε εφαρμογή μέτρα (περιορισμός των αντλήσεων υπόγειων υδάτων, κλπ), σύμφωνα με τα οποία, αναμένεται να περιοριστούν τα προβλήματα που αντιμετωπίζουν η περιοχή της λιμνοθάλασσας και η πόλη της Βενετίας. Ταυτόχρονα εφαρμόζεται και ένα εκτεταμένο πρόγραμμα προστασίας της (πρόγραμμα Mose), το οποίο προβλέπει την ανύψωση των πεζοδρομίων, ως αντιστάθμισμα της καθίζησης και την τοποθέτηση «κινητών θυρο-φραγμάτων», για το ελεγχόμενο κλείσιμο των τριών φυσικών ανοιγμάτων–διαύλων επικοινωνίας της λιμνοθάλασσας με την Αδριατική θάλασσα, κατά τη διάρκεια θυελλωδών κυμάτων.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Camuffo D., 1987. Freezing of the Venetian Lagoon since the 9th century A.D. in comparison to the climate of Western Europe and England, *Climatic Change*, 10, 43-46.

Carbognin L., Gatto P., Marabini F., 1984. The city and the lagoon of Venice – a guidebook on the environment and land subsidence, *Ist Congresso Internazionale sulla subsidenza, Venezia, pp. 1-35.*

Carbognin L., Gatto P., Marabini F., 1985. Erosive processes in the littoral of the Venice lagoon, *Coastal zone 85, IV Symposium on coastal and ocean management, Baltimore, U.S.A., pp. 1587-1600.*

Carbognin L., Marabini F., 1989. Evolutional trend of the Po river delta (Adriatic sea, Italy), *Proc. of the 28th International Geological Congress, Washington D.C., U.S.A., pp. 238-239.*

Enzi S., Marabini F., 1992. Evoluzione della fascia costiera Adriatica e l'azione antropica, *Proc. of the Congress Asociazione Italiana di Cartografia, Bolzano, Italy.*

Lamb H. H., 1977. *Climate. Present, Past and Future,* London, Methuen, vol. 2.

Lamb H. H., 1982. *Climate, history and the modern world,* London, Methuen.

Marabini F., Veggiani A., 1991. Evolutional trend of the coastal zone and influence of the climatic fluctuations, *Proc. of the C.O.S.U., II-Long Beach, U.S.A., 2-4 April.*

Marabini F., Mertzanis A., 2003. Η διαχείριση του παράκτιου χώρου και η εξέλιξη των ακτών της Μεσογείου, *4η Διεθνής Έκθεση και Συνέδριο για την Τεχνολογία Περιβάλλοντος - «Heleco 03», Αθήνα, 30 Ιανουαρίου - 1 Φεβρουαρίου,* 529-535.

Pavanello G., 1931. *La laguna veneta. Note illustrative e breve sommario storico,* Magistrato alle acque, Ufficio speciale idrografico, pp. 1-34.

ABSTRACT

THE LAGOON OF VENICE : EVOLUTION IN TIME OF THE HYDROGEOMORPHOLOGICAL PROCESSES, IN THE WATERSTREAMS AND THE LAGOON OF VENICE (ITALY)

Marabini F.[1] and Mertzanis A.[2]

[1] *Consiglio Nazionale delle Ricerche, Istituto di Geologia Marina, Via P. Gobetti 101, 40129 Bologna, Italy, franco.marabini@bo.ismar.cnr.it*

[2] *Technological Educational Institute of Lamia, Annex of Karpenisi, Department of Forestry, 36100, Karpenisi, Greece amertz@hol.gr*

This work depicts the evolution in time of the hydrogeomorphological processes and the human impact which from the historical era have contributed to the actual configuration of the Lagoon of Venice (northwestern Adriatic sea). Those natural hydrogeomorphological processes, in combination with the intense human interference, have led to the increase in the rate of occurrence of the phenomenon of the high level of tide, a phenomenon known as "acque alte", which is prominent today in the Lagoon area and the complex of the "sand islands" which are formed inside the Lagoon. This work also describes the measures prescribed and taken, according to environmental protection program (Mose), in order to deal more effectively with this undesirable hydrogeomorphological processes in the area of the Lagoon of Venice.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004
Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004

Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004
Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004

CURRENT ACTIVITY IN THE THERMAIKOS GULF CONTINENTAL MARGIN, IN RELATION TO MODERN SEDIMENTATION PROCESSES

Poulos S.E.[1] and Drakopoulos P.G.[2]

[1] *Department of Geography and Climatology, Faculty of Geology and Geoenvironment, University of Athens, Panepistimioupolis, Zografou 157 84, Athens, poulos@geol.uoa.gr*

[2] *Laboratory of Optical Instrumentation, Department of Optics, Technological Education Institute of Athens, Agiou Spyridonos Str., 12210, Athens*

ABSTRACT

The area under investigation represents the NW continental margin of the Aegean Sea i.e. the Thermaikos Gulf and the associated NW Sporades Basin. Surficial seabed sediments are of terrigenous origin whilst in terms of grain size, offshore sediments maybe distinguished into silty sediments that cover the northern and western part of the Gulf; clayey that cover the floor of the Sporades basin and relict sands that cover mainly the central and eastern part of the self. Current meter measurements from different water depths were obtained from 10 stations on the shelf, shelf/break, within canyons and in the Sporades Basin. Surface currents over the period of the investigation are dominated by inertial currents generated by wind events. Inertial period currents also dominate the near-bed currents on the continental shelf and in Sporades Basin. On the canyon slope, however, tidal currents are the dominant ones; these relate to the amplification of the internal tide, within the submarine canyon. Measured near-bed currents are below the threshold for sediment movement in the case of flat seabeds, although they are capable to inhibit deposition of the settling clayey particles. This contributes also to a further offshore dispersal of riverine sediments. Moreover, increased bed roughness due to benthic activity can cause resuspension for lower current speeds.

1 INTRODUCTION

The Thermaikos Gulf represents the NW continental margin of the Aegean Sea that leads into the deep Sporades Basin. Morphologically, it includes (Figure 1): the continental shelf (Thermaikos Plateau) that is wide and steeps gradually to water depths of about 130 m (shelf brake); the continental slope, which is steep and reaches the deep Sporades basin at water depths of some 1000 m, with irregular morphology, due to the presence of two submarine canyon-valley systems and a marginal plateau; and the deep (>1100 m) Sporades Basin. Furthermore, two main canyon systems are present: one to southwest with an ENE-WSW orientation and one to the north of the study area trending almost from West to East.

Surficial seabed sediments are of terrigenous origin, supplied mainly by the Axios, Aliakmon and Pinios rivers, whilst in terms of grain size, offshore sediments may be distinguished into three principal categories (Fig. 2): (i) muddy sediments (Mud, mostly clayey) with very small percentage of sand (<5%) that cover the northern and western part of the Gulf and the Sporades Basin; (ii) muddy Sand (relict sands) that cover mainly the central and eastern part of the self; and, (iii) sandy Mud that is also present as shown on Figure 2 (Karageorgis & Anagnostou, 2001).

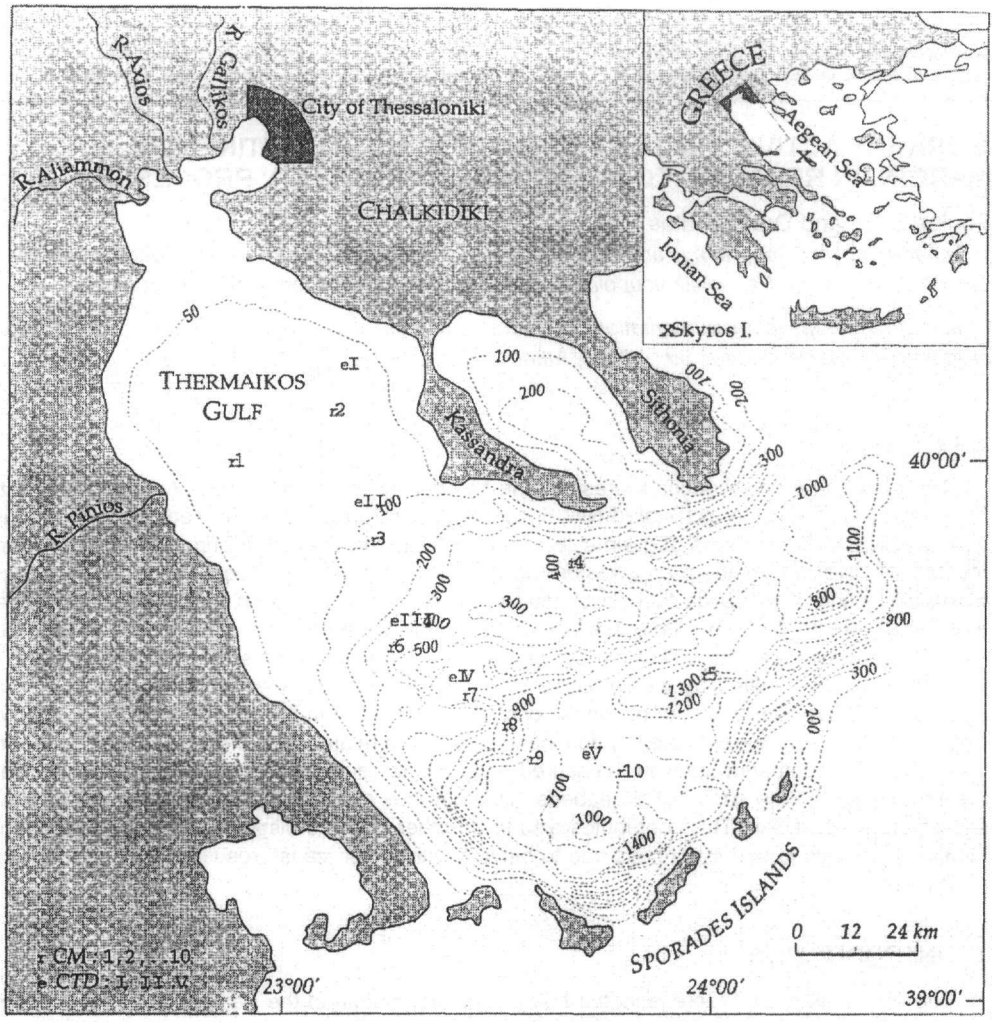


Figure 1. Bathymetry and locations of current meter moorings (in latin letters). Positions pointed with r 1-6 denotes locations of current meter measurements and those pointed with e I-V CTD measurements obtained for instrument calibration.

2 DATA SET

The main part of the oceanographic data set analysed in this study was collected during the RRS Discovery (cruise 137) undertaken between May 23rd and June 1st of 1983.

Current meter measurements from different water depths were obtained from 10 stations (Table 1; for locations see Fig. 1). Meteorological data (atmospheric pressure, with wind speed and direction) from Skyros island (Sporades Basin) were provided by the Meteorological Service of Greece. Sea level fluctuations at the port of Thessaloniki, for the period of the cruise, have been kindly provided by the Hellenic Hydrographic Service (Athens).

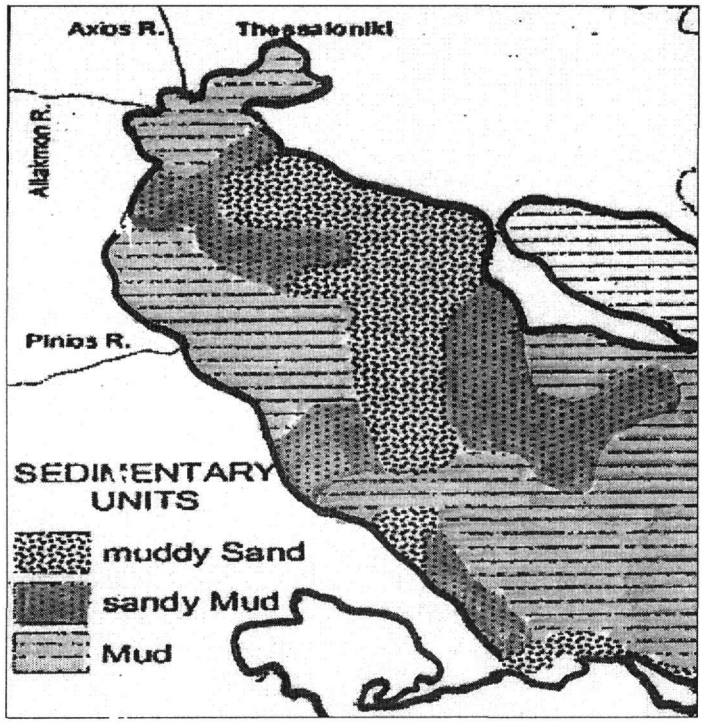


Figure 2. Generalised seabed sedimentology (deduced from Karageorgis & Anagnostou 2001).

Table 1. Water depth of current meter deployment and period of useful data (s: surface; b: bottom).

Station[1]	Water depth (m)	Height above bed (m)	Period of useful data	
			Start time	Finish time
CM 1s	75	50	01:00 26/5/83	16:10 01/6/83
CM 1b	75	5	01:00 26/5/83	16:10 01/6/83
CM 2s	85	50	01:00 27/5/83	18:30 01/6/83
CM 2b	85	5	01:00 27/5/83	18:30 01/6/83
CM 3s	105	95	21:00 25/5/83	12:35 01/6/83
CM 3b	105	5	21:00 25/5/83	12:35 01/6/83
CM 4b	500	5	09:00 23/5/83	17:25 30/5/83
CM 5b	1380	5	14:00 23/5/83	03:00 31/5/83
CM 6b	330	5	20:00 24/5/83	09:55 01/6/83
CM 7s	680	610	17:00 24/5/83	05:05 01/6/83
CM 7b	680	5	17:00 24/5/83	05:05 01/6/83
CM 8b	850	5	17:00 24/5/83	05:05 01/6/83
CM 9s	1100	1040	12:00 24/5/83	15:50 31/5/83
CM 9b	1100	5	10:00 24/5/83	13:25 31/5/83
CM 10b	1150	5	17:00 23/5/83	09:30 31/5/83

3 RESULTS AND DISCUSSION

Currents

Atmospheric pressure at Thessaloniki (inner Thermaikos Bay) and Skyros island (Sporades Basin) together with the sea level fluctuations at the port of Thessaloniki and the wind field at Skyros are presented on Figure 3. During the measurement period there were two low pressure (LP) systems (about 1005 hPa) passing through the area. Furthermore, during the first low pressure system that was associated with southerly winds, a depression of sea level in inner Thermaikos Bay occurred. In contrast, during the passage of the second LP system, which was associated with weaker northerly winds, the mean sea level remained unaffected.

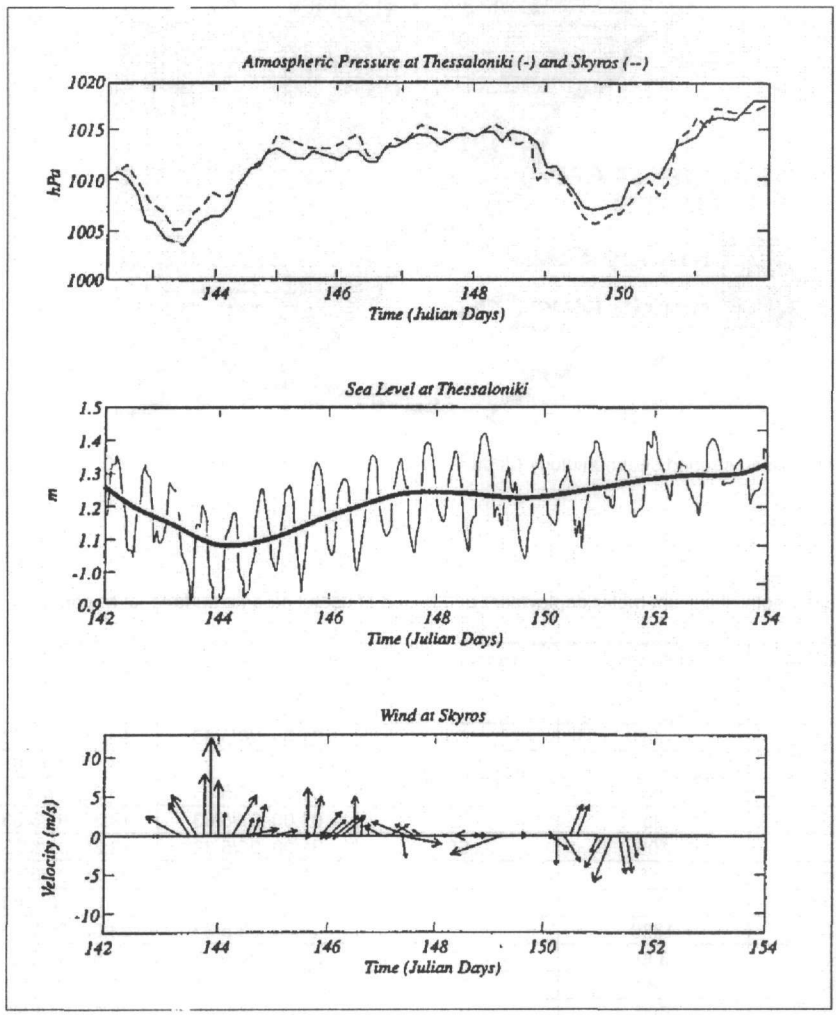


Figure 3 Variations of atmospheric pressure (Mikra airport), sea level fluctuations (port of Thessaloniki) and wind data (Skyros island).

On Table 2 the results of current meter analyses in terms of minimum, maximum and mean velocity together with the residual flow direction are listed. It is clear that a complex current structure existed in the region with considerable variability which possibly associated with atmospheric

forcing. The surface flow shows a more complex structure, and in particular there does not seem to be a direct response to changes in the wind field. Especially the pass of the 2nd LP system seems to have a minor only effect on the near surface current with possibly only the exception of the CM3 which ceases after the presence of the 2nd LP. The bottom currents show a relatively more consistent pattern with those placed in deeper waters (e.g. canyon axis) to present a general flow from Thermaikos Gulf to the Sporades Basin. In terms of residual drift, CM1 flows to the south whilst CM2 and CM3, located at the eastern side of the Gulf, present an eastward and northward water movement. Bottom residual drift is generally southwards with the exception of CM7 and CM5 which flow to WSW.

Besides reversals to the residual flows are observed in the case of CM 1, 2 & 3 (shelf) and at CM 4 (see Figure 1). The short length of the observational period (5-7 days) prohibits us from a thorough explanation of the observed water movement.

Table 2. Current velocities and direction of residual flow.

Stanion	Readings below threshold (%)	Current speed cm/s			Residual flow direction (degrees)
		min	max	mean	
Surface					
CM 1	20	<1.70	15.78	6.50	171
CM 2	[illegible]	<1.70	12.98	6.50	79
CM 3	40	<1.70	18.86	9.34	336
CM 7	00	7.10	22.78	14.55	65
CM 9	01	<1.70	30.90	14.41	182
Bottom					
CM 1	32	<1.70	08.22	4.23	126
CM 2	01	<1.70	08.78	4.99	146
CM 3	32	<1.70	07.10	3.97	134
CM 4	28	<1.70	07.38	3.92	89
CM 5	[illegible]	<1.70	08.50	4.43	271
CM 6	16	<1.70	08.78	4.99	225
CM 7	43	<1.70	07.10	3.68	275
CM 8	33	<1.70	18.02	7.79	136
CM 9	00	<1.70	11.02	5.43	164
CM 10	00	2.62	07.94	5.53	187

Mechanisms of current generation

In order to investigate the mechanisms of current generation spectral analysis was performed, although the short period of data collection (5-6 days) could only lead to indicative results. In general, the energy spectrum of velocity fluctuations can be divided into four bands: a high frequency (<10 h); a semi-diurnal (tidal) (10-15 h); an inertial (15-25 h); and, wind (>30 h). The names of these bands designate the likely principal contributors to the fluctuations, but not necessarily the only ones; thus, the band of frequencies >30 h can be also attributed to forces other than that related to wind action, whilst the inertial band could contain the diurnal tide.

In accordance to the above, the predominant frequencies at all (near surface and near bed) of the shelf region (water depths <100 m) are of inertial period (18.6 -18.8) with the semidiurnal and wind components to be of secondary importance. Near bed currents and especially those flowing at water depths >300 m (e.g. along the canyon axis and in Sporades Basin) are dominated by the tidal (semi-diurnal) frequencies, whilst a fluctuation of frequency about 80 h (CM 4, 6 & 9) is also present. Besides, a more recent investigation by Estournel et al (pers. commun.) has revealed the presence of upwelling and downwelling flows at the sides of the western canyon.

Current activity in relation to modern sedimentation

Near-bed current activity is relatively low, with mean and maximum values of less than 8 cm/s and 12 cm/s, respectively; these values are similar to those observed previously (in June, 1986) by Balopoulos et al. (1987) and they are not capable of reworking the surficial seabed sediments, in the case that hydraulic bed roughness is introduced (theoretically) only by grain size (5.3-7Φ).
On the other hand, the associated shear velocities are an order of magnitude higher than the final settling velocities of suspensates with grain diameter >5 Φ; thus, near-bed flows are capable, at least, of inhibiting the deposition of the allochthonous suspended material in the form of individual particles and/or as flocculated material with sizes <2 Φ (Gibbs, 1985). On the assumption of increased bed roughness (10-25 mm), related to the observed biological benthic activity (Lykousis &

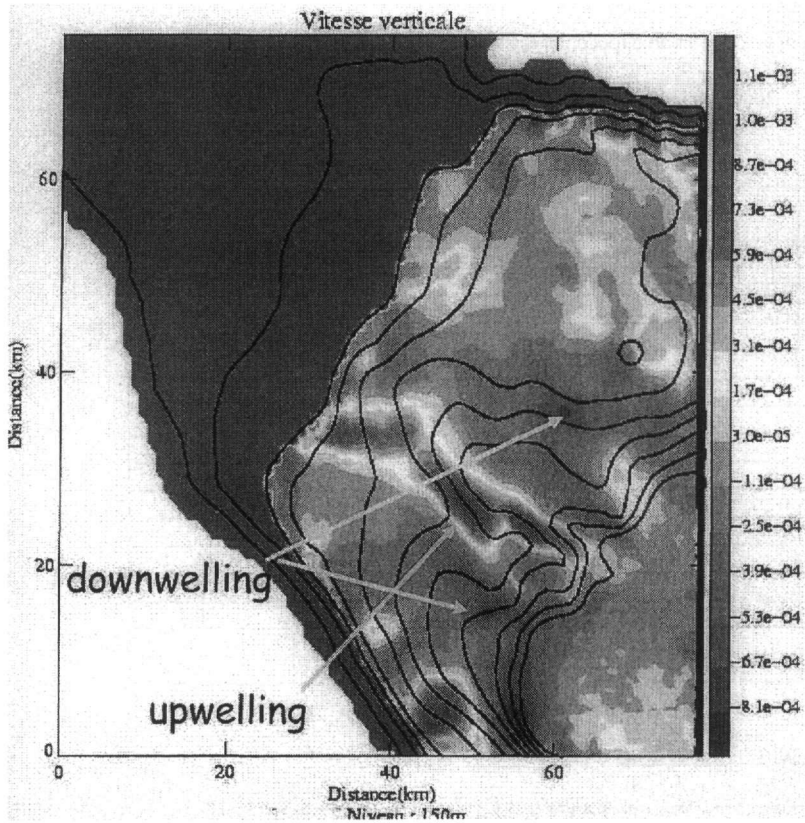


Figure 4. Vertical water movements (upwelling / downwelling) (Estournel G., pers.commun.)

Collins, 1987) the near-bed water movements (with velocities >6 cm/s) are found to be able to resuspend the surficial bottom sediments (Poulos, 2001). Hence, near-bottom nepheloid layers observed in the area, during June 1987 (Durrieu de Madron et al., 1992), and more recently (see Fig. 5) by Karageorgis and Anagnostou (2003) may attributed, at least partially, to the reworking of surficial bottom sediments by near bed currents; likewise the southward observed flow along the east coast causes advection of suspensates (mostly riverine in origin) from the Thermaikos Plateau to the slope and farther to the deep Sporades basin (cf. Lykousis and Chronis 1989; Poulos et al.,

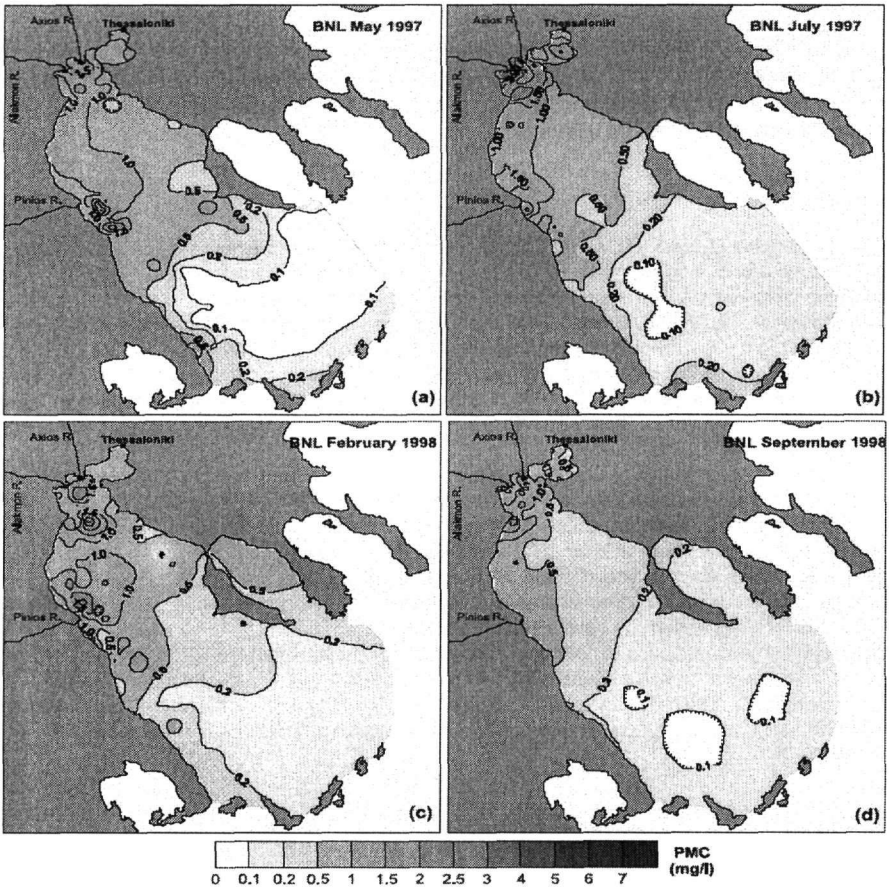


Figure 5. Spatial distribution of benthic nepheloid layer over the margin of the Thermaikos Gulf (abstracted from Karageorgis & Anagnostou, 2003).

2000). In addition, intermediate nepheloid layers observed in June 1986 at the slope area (mostly at shelf-break area) and within the canyon slopes (Durrieu de Madron et al., 1992) may be explained by the water movements induced by the aforementioned upwelling events and/or the breaking of internal waves and the amplification of the tidal signal due to seabed geomorphology.

4 CONCLUSIONS

The currents at the continental margin of the outer continental shelf of Thermaikos Gulf and in Sporades Basin are in general low with maximum velocities near sea surface and 5 m above bed of <31 cm/s and 11 cm/s, respectively. The residual flow direction is generally to the south along the western coast and to the north along the eastern coast and central part pf the continental shelf.

The continental shelf currents (surface and near-bed) are primarily wind generated, having an inertial period of approx. 18.7 hrs. However, currents at tidal (semidiurnal) frequencies dominate flows in the submarine canyons, indicating amplification of the tidal signal. Air-sea interaction processes associated to the thermohaline circulation pattern over the region might also be able to induce upwelling/downwelling phenomena along the canyon slopes.

The measured maximum speeds of near-bed currents (<12 cm/s) are not able to cause resuspension in the case of a theoretically flat seabed. But, with increase hydraulic roughness (>10 mm) due to the biogenic activity currents with velocities >6 cm/s could erode the bottom sediments. Sediment resuspension at the shelf-break and along the slope of the canyons may also be initiated by extreme events such as, internal tidal bores and turbidity flows. Finally, the overall weak water movements are able to inhibit the final settling of suspansates contributing, therefore, to their differential deposition and offshore dispersal.

REFERENCES

Balopoulos ET, Chronis G, Lykousis V, and Papageorgiou E., 1987. Hydrodynamical and sedimentological processes in the north Aegean Sea: Thermaikos Gulf, Commission Internationale pour L'. Exploration Scientifique de la Mer Mediterranee, 24 p.

Durrieu de Madron X, Nyffeler F, Balopoulos ET, and Chronis G., 1992. Circulation and distribution of suspended matter in the Sporades Basin (northwestern Aegean Sea). J. Mar Sys., 3, 237-248.

Gibbs RJ, 1985. Estuarine flocs: their size, settling, velocity and density. J. Geophys. Res., 90, 3249-3251.

Karageorgis A.P. & and Anagnostou C.L., 2001. Particulate matter spatial-temporal distribution and associated surface sediment properties: Thermaikos Gulf and Sporades Basin, NW Aegean Sea, Continental Shelf Res., 21, 2141-2153.

Karageorgis A.P. & and Anagnostou C.L., 2003. Seasonal variation in the distribution of suspended particulate matter in the northwest Aegean Sea. J. Geophys. Res., 18(C8, 3274), 1-8.

Lykousis V, and Chronis G., 1989. Mechanisms of sediment transport and deposition: sediment sequences and accumulation during the Holocene on the Thermaikos Plateau, the continental slope, and basin (Sporades Basin), northwestern Aegean Sea, Greece. Marine Geol., 87, 15-26.

Lykousis V, and Collins M., 1987. Sedimentary environments in the northwestern Aegean Sea, identified from sea bed photography, Thalassographica 10(1), 23-35.

Poulos S.E., 2001. The contribution of near-bed currents to modern sedimentation processes in the deep waters of the Hellenic Arc-Trench system, eastern Mediterranean Sea, GeoMarine Letters, 20, 201-208.

Poulos S.E., Chronis G., Collins M., Lykousis V., 2000. Thermaikos Gulf Coastal-System, NW Aegean Sea: An overview of water/sediment fluxes in relation to air-land-ocean interactions and human activities. J. Mar. Sys., 25, 47-76.

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΣΥΓΓΡΑΦΕΩΝ



AUTHOR INDEX

Α

Αηδονά Ε. 1194
Αλεξούλη-Λειβαδίτη Α. 826,1008,1568,1578
Αλμπανάκης Κ. 950
Αναγνωστόπουλος Κ. 1743,1882
Ανδρονικίδης Ν. 1204,1214
Ανδρώνης Β. 885
Αντωνάκος Α. 1952
Αντωνιάδης Κ. 2038
Αντωνιάδης Π.Α. 734
Αντωνίου Μ. 1728
Αποστολίδης Ε. 1806,1816
Αργυριάδης Ι. 802
Αρίκας Κ. 140,482,492
Ασημακοπούλου Α. 631
Αστάρας Θ. 876
Αυγερινάς Α. 1540

Β

Βάγιας Δ. 300
Βαϊόπουλος Δ. 1338
Βαλαδάκη Α. 1328
Βαλκανιώτης Σ. 1560
Βαργεμέζης Γ. 1224
Βασιλάκης Ε. 894
Βασιλείου Ε. 1944
Βαφείδης Α. 1204,1214,1234
Βερυκίου-Παπασπυριδάκου Ε. 958,968
Βιδάκης Μ. 2
Βογιατζής Δ. 1735,1892
Βουβαλίδης Κ. 876,950,978
Βουγιούκας Δ. 63
Βουδούρης Κ. 1952
Βουδούρης Π. 387,482,492,518,526,1356
Βρουχάκης Ι. 978
Βρυνιώτης Δ. 150

Γ

Γαλανάκης Δ. 2
Γαλανοπούλου Σ. 1728
Γαλετάκης Μ.Γ. 274
Γασπαράτος Δ. 158,174
Γεραγά Μ. 745
Γιαννούλης Χ. 360
Γιαννουλόπουλος Π. 1962
Γκαϊτατζής Β. 1036
Γκανάς Α. 1560
Γκάρτζος Ε. 174,377
Γραμματικόπουλος Ι. 1743
Γρηγοράκου Ε. 1944

Δ

Δανάμος Γ. 816
Δασύρας Α. 1214
Δελημάνη Π. 988,998
Δελήμπασης Ν. 1356
Δημητρακόπουλος Δ. 1944
Δημητριάδης Ι. 1036
Δημητριάδης Σ. 502
Δημητρίου Α. 1735,1892
Δημήτρουλα Μ. 369
Δημόπουλος Γ. 1757,1833,1972,1982,2012
Δήμου Ε. 436
Διακαντώνη-Μαρκοπούλου Α. 639,649
Διαμαντής Ι. 1054,2057
Δούκας Ι. 1328
Δρακοπούλου Ε. 2038,2048
Δρακοπούλου Σ. 2021
Δρακούλης Α. 446

Ε

Ευθυμίου Γ. 216

Ζ

Ζαγγανά Ε. 2067
Ζακυνθινός Γ. 216
Ζαχαριάδου Σ. 502

Η

Ηλιάδου Σ. 10

Θ

Θεοδοσίου-Δρανδάκη Ε. 626
Θεοδουλίδης Ν. 1328
Θεοχάρη Μ. 1044

Ι

Ιωακείμ Χ. 670

Κ

Καββαδάς Μ.Ι. 1781
Καβούρη Σ. 526
Κακαβάς Ν. 1356
Καλαϊτζίδης Σ. 300,464
Καλλιώρας Α. 1054,2057
Καλυκάκης Σ. 1244
Καμπέρης Ε. 1992
Κανελλόπουλος Χ. 518
Κανελλοπούλου Γ. 164
Καντηράνης Ν. 446,1120,1735
Καραγιαννίδης Ν. 43
Καραντάση Σ. 454
Καραντώνης Γ. 1328
Καρκάνας Α.Π. 660,1044
Κάρμης Π. 1224
Καρύμπαλης Ε. 1044
Καρύτσας Κ. 1182
Καστρινάκη Α. 19,511
Κασώλη-Φουρναράκη Α. 10,34
Κατερινόπουλος Α. 387,492,518,526

Κατσάνου Κ. 2031
Κεραμυδάς Δ. 1560
Κίλιας Α. 1540,1833,1853
Κίλιας Σ. 526
Κιτσόπουλος Κ.Π. 350,360
Κόκκινου Ε. 1992
Κολοβός Ν. 292,2087
Κομματά Π. 950
Κοντόπουλος Ν. 660,679,1026,1064
Κοντοπούλου Δ. 1194
Κορκάρης Κ. 1790
Κορωναίος Α. 1540
Κοσιάρης Γ. 454,1112
Κοσκερίδου Ε. 826
Κουκαδάκη Μ. 1204,1214
Κούκουζας Κ. 436
Κουμάκης Ν. 1214
Κουμαντάκης Ι. 1944
Κουτουπές Σ. 1328
Κράνης Χ. 816
Κρητικάκης Γ. 1204,1214,1234
Κριτσωτάκης Μ. 2048
Κυρατζή Α. 1328
Κωνσταντοπούλου Γ. 1750

Λ

Λαδάς Ι. 1872
Λαμπαθάκης Σ. 1214
Λαμπράκης Ν. 1182,2002,2031
Λαμπρόπουλος Β. 1120
Λειβαδίτης Γ. 1008
Λόγος Ε. 764,808
Λόζιος Σ.Γ. 1550
Λουπασάκης Κ. 1757,1972
Λυκούδη Ε. 1728
Λυμπέρης Ε. 1862

Μ

Μακεδών Θ. 1892
Μανάκος Α.Κ. 2012
Μάνος Ι. 1044
Μανούτσογλου Ε. 28,236,246,754,1018,1204,1214
Μανωλιάδης Ο. 292
Μαραντος Ι. 454
Μαργώνη Σ. 978
Μαρίνος Β. 1767,1790
Μαρίνος Π. 1767,1773,1781,1790,1826,1843
Μαριολάκος Η. 1872
Μαρκόπουλος Θ. 28
Μαρκοπούλου-Διακαντώνη Α. 764,808
Μαυρίδου Ε. 734
Μερτζάνης Α. 206,216,1093
Μητρόπουλος Π. 1356
Μιγκίρος Γ. 2077
Μιχαήλ Κ. 369,1112
Μιχαηλίδης Κ. 10,19,397,511
Μιχαλοπούλου Κ. 631
Μονόπωλης Δ. 1992
Μουντράκης Δ. 1540
Μπαθρέλλος Γ. 958,968
Μπαρούτη Β. 1982
Μπάση Ε.Κ. 816
Μπενίση Μ. 1790
Μπιζά Π. 1244
Μπιζούρα Κ. 1018
Μπιρμπίλη Μ. 1182
Μπουζίνος Α. 670
Μπούζος Δ. 679,1026
Μυλωνά Γ. 745
Μωραΐτη Ε. 1735
Μωραΐτης Δ. 226,236

Ν

Νίκας Κ. 1952
Νικολακόπουλος Κ. 1338
Νόβακ Μ. 1790
Νταγκουνάκη Κ. 34
Ντουνιάς Γ. 1862
Ντουνιάς Θ. 1781
Ντουρούπη Α. 1862
Ντρίνια Χ. 826

Ξ

Ξειδάκης Γ. 988,998

Ο

Οικονομίδης Δ. 876
Οικονόμου Ν. 1204,1214

Π

Παγούνης Β. 1244
Παναγόπουλος Α. 2021,2048
Παναγόπουλος Γ.Π. 2002,2031
Παπαδόπουλος Α. 206
Παπαδόπουλος Η. 1224
Παπαδόπουλος Χ. 1244
Παπαδοπούλου Κ. 150
Παπαδοπούλου-Βρυνιώτη Κ. 1068
Παπαζησίμου Σ. 300,464
Παπαθανασίου Γ. 1735,1796
Παπαθεοδώρου Γ. 745
Παπακωνσταντίνου Κ. 1214
Παπαμαστοράκης Δ. 2048
Παπανικολάου Δ.Ι. 816,1550
Παπανικολάου Κ. 274
Παρλαμά Λ. 1044
Παυλίδης Θ. 1036
Παυλίδης Σ. 1560,1796
Παυλίδου Ε. 350
Παυλόπουλος Κ. 1044

Πεντάρη Δ. 236
Περδικάτσης Β. 164,236,454
Περλέρος Β. 1773,2021,2038,2048
Πεταλάς Χ. 1054,2057
Πιτιλάκης Κ. 1796
Πλιάκας Φ. 1054,2057
Προβιά Α. 1781
Προβιά Κ. 1862
Πυτικάκης Ε.Λ. 2002,2031

Ρ

Ρόζος Δ. 1806,1816
Ρόκος Ε. 885

Σ

Σαββαΐδης Α. 1328
Σαββαΐδης Π. 1328
Σαρόγλου Χ. 1826
Σερέλης Κ. 377
Σιγάλας Α. 1862
Σικαλίδης Κ. 34,43
Σκαρπέλης Ν. 631
Σκιάνης Γ.Αιμ. 1338
Σκοτίδα Α. 216
Σκούρτσος Ε.Ν. 1550
Σκυλοδήμου Χ. 958,968
Σμπόρας Σ. 1560
Σολδάτος Τ. 502
Σολωμός Χ. 387
Σούκης Κ.Ι. 1550
Σοφιανοπούλου Α. 1120
Σπανού Σ. 950
Σπανουδάκης Ν. 1204,1214
Σπάρταλη Ν. 236
Σπυρίδωνος Ε. 1018,1872
Σταμάτης Γ. 2067,2077
Σταματόπουλος Λ.Α. 1064
Σταμπολίδης Α. 1252
Στεργίου Α.Χ. 446
Στιμάρατζης Θ. 1833,1853
Στούμπος Γ. 1790
Σφέικος Α. 978,1843,1853
Σωτηριάδης Α. 1328
Σωτηρόπουλος Λ. 1862

Τ

Ταρενίδης Δ. 158,174
Τζιαβός Η. 1328
Τριανταφύλλου Γ. 28,246
Τριανταφύλλου Μ. 1044
Τρίκολας Κ. 826,1568,1578
Τρώντσιος Γ. 19,511
Τσαγκαλίδης Α. 158,174
Τσαϊλά-Μονόπωλη Στ. 745
Τσαουσίδου Π. 174,377
Τσιαμπάος Γ. 1826
Τσιραμπίδης Α. 10,19,34,53,511
Τσιώρας Π. 1036
Τσόκας Γ.Ν. 1252
Τσουκαλάς Ν. 1068
Τσούρλος Π. 1224
Τσουρού Θ. 826
Τσώλη-Καταγά Π. 1902

Φ

Φερεντίνος Γ. 745
Φέρμελη Γ. 639,649
Φιλιππίδης Α. 446,1735
Φιλιππίδης Σ. 1892
Φουμέλης Μ. 894
Φουντούλης Ι. 1588,1872
Φυτρολάκης Ν. 1728
Φωκιανού Τ. 283
Φώσκολος Α. 164
Φωτίου Ε. 2087

Χ

Χαΐδευτού Ε. 360
Χαϊντούτη Κ. 158,174
Χαλάστρα Κ. 292
Χατζηαγγέλου Μ. 1833,1882
Χατζηαποστόλου Α. 300
Χατζηγώγος Θ. 1757,1892
Χατζηγώγος Ν. 1833,1892
Χατζηκύρκου Α. 397
Χατζηπαναγής Ι. 63
Χατούπης Θ. 1588
Χρηστάνης Κ. 300,1182
Χρηστάρας Β. 1735,1757,1796,1833,1853,1892
Χρηστίδης Γ. 226,454
Χριστοδουλοπούλου Τ. 1773,1902

A

Ague J. 1626
Aidona E. 1129
Akhalbedashvili L. 226
Albanakis K. 192,1077
Alexopoulos J. 1499
Alonso-Chaves F.M. 1598
Ananiadis G. 534,607,689,717,836,864
Anastasiadis C. 1925
Angelaki M. 1084
Antonarakou A. 772,782
Argyriadis I. 1618
Atzemoglou A. 1262

B

Babič D. 552
Bakopoulos I. 846
Balogh K. 597
Baskoutas I. 1362,1371
Bassi E.K. 1608
Baziotis J. 542
Benetatos C. 1379,1412
Bogdanov K. 406
Bourliva A. 182
Bouzinos A. 334
Branca M. 1064
Braud J. 1618
Brocker M. 568
Brunn J.H. 1618

C

Cetean V. 108,1138,1912
Chasapis A. 1697
Chilakos P. 2094
Christanis K. 334
Christidis G. 72,121
Christofides G. 113,568,615
Ciornei N. 108,1912
Cvetković V. 597

D

Dagounaki C. 80
Dermitzakis M.D. 782
Diamantopoulos A.A. 310
Dimitrakopoulos D.D. 310
Dimitriadis S. 1316
Dimitrova D. 424
Dotsika E. 192
Doukas I. 1509
Doutsos T. 1643
Drakatos G. 1379,1509
Drakopoulos P.G. 1103
Drakoulis A. 320
Drinia H. 772,782

E

Eleftheriadis G. 568
Erić S. 552

F

Facaoaru I. 1912
Fassoulas Ch. 1626
Fernández-Turiel J.L. 263
Filippidis A. 89,254,263,320
Fokaefs A. 1389
Foumelis M. 904
Fountoulis I. 310,1652

G

Gaki-Papanastassiou K. 1154
Galanakis D. 1671
Galanis O.C. 1396
Gartzos E. 196
Georgakopoulos A. 254,263,320
Georgiou Ch. 1671
Gerokyan R. 226
Getsos K. 699
Goetz D. 140
Gourry J.C. 1234
Grigoriadou A. 254,263

H

Hamdan H. 1204,1214
Hatzidimitriou P.M. 1396,1457,1467,1529
Hatzigogos Th. 1412,1509
Hatziotou M.E. 856
Hatzipanagiotou K. 587
Henderson K. 1626
Herraiz M. 1371
Hloupis G. 1269,1279
Hoek E. 1767
Hus J. 856

J

Jacobshagen V. 1636
Jimeno D. 263

K

Kafetsis G. 1347
Kalaitzidis S. 334
Kalogeras I. 1371,1406
Kamberis E. 578
Kantiranis N. 89,320
Karagianni E.E. 1529
Karakaisis G. 1379,1422,1432,1482,1490
Karakitsios V. 578,846
Karantonis G. 1412,1509
Kassoli-Fournaraki A. 80,254,263
Katagas C. 97,474
Kavouras C.N. 2094

Keheyan Y. 226
Kekelidze N. 226
Kementzetzidou K. 1379
Kemeridou A. 792
Kerestedjian T. 424
Kershaw S. 1925
Kilias A. 1316,1598
Kiratzi A. 1379,1412,1509
Kleb B. 1932
Kloos R.M. 482
Kokkalas S. 1643,1706
Koletti L. 846
Kondopoulou D. 1308,1316
Konstantinidis E. 1716
Kontakiotis G. 782
Kontogianni V.A. 1918
Kontopoulos N. 607,689,717,864
Koroneos A. 113,568,597,615
Kostakioti A. 1643
Koukouvelas I.K. 1716
Kourouzidis M. 1422,1432,1671
Koutoupes S. 1412,1509
Krohe A. 558

L

Ladas I. 1652
Lagios E. 913
Lampropoulou P.G. 97
Lapenna V. 1298
Latoussakis I. 1379
Lekkas E. 904
Lekkas S. 1608,1662,1679
Livaditis G. 856
Lykoudi E. 1084

M

Makris J. 1279,1298,1441
Makropoulos C. 1422,1432,1499
Maniatis Y. 192
Manutsoglu E. 856
Marabini F. 1093
Marica S. 103,108
Mariolakos D. 1146
Mariolakos I. 856,1146,1652
Marketos G. 1406
Markopoulos T. 72,856
Marnelis F. 578
Maroukian H. 1154
Matarangas D. 1636
Mauritsch H.J. 1129
Melfos V. 1164
Michael C. 416
Michailidis K. 182
Migiros G. 919
Milovanovic D. 552,615
Mladenova V. 424
Moisidi M. 1279,1441
Mposkos E. 542,558

N

Nassopoulou S. 856
Nikolintaga I. 1441
Notsu K. 1356

O

Orfanogiannaki K. 1451
Orozco M. 1598

P

Paepe R. 856
Pahoula M. 938
Panagiotopoulos D.G. 1482,1519
Panopoulou G. 1362,1371
Panou A. 1412,1457,1467
Papadopoulos G. 1362,1371,1389,1451,1477
Papadopoulou L. 568
Papadopoulou M. 1519
Papaioannou Ch. 1457
Papaioannou I. 1477
Papakonstantinou C.M. 327
Papanikolaou D.J. 1688
Papastefanou C. 113
Papastergios G. 254,263
Papazachos B. 1422,1432,1482,1490
Papazachos C. 1396,1457,1467,1482,1490,1529
Papoulis D. 130,474
Parcharidis I. 904, 913,919,938
Pavlides S. 1477
Pavlidou S. 113
Perdikatsis V. 121,542
Pérez A.C. 1371
Pinarelli L. 1173
Piper W.D.J. 725
Pirli M. 1499
Pirlis E. 938
Piteros Ch. 1154
Pomoni-Papaioannou F. 578,699
Pomonis P. 587
Popov K. 406
Poulos S. 919,1103
Poutoukis D. 192
Proedrou P. 327
Psimoulis P.A. 1918
Psomiadis Em. 919
Psycharis V. 121

R

Rahl J. 1626
Repouskou E. 72
Resimić-Šarić K. 597

Rondoyanni Th. 1671
Roumanis M. 1918
Roumelioti Z. 1379,1412,1509

S

Sabot V. 856
Sachpazi M. 1371
Sakellariou N. 72
Sakkas V. 913
Saltas V. 1298
Sargsyan H. 226
Savvaidis A. 1412,1509,1519
Savvaidis P. 1412,1509
Scholger R. 1129,1194
Schwarzbauer J. 254
Scordilis E. 1379,1396,1482,1490,1529
Sfeikos A. 1918
Siavalas G. 334
Sikalidis C. 80,182
Skias S. 1932
Skourtsos E.N. 1662,1679
Soldatos T. 568
Soren Jessen 2002
Sotiriadis A. 1509
Soto J.I. 1598
Soukis K. 1608,1688
Soupios P. 1441
Squires C. 89
Sreckovic-Batocanin D. 615
Stamatakis M. 89
Stavrakas I. 1925
Stefanova M. 342
Stefouli M. 928
Stiros S.C. 1697,1918
Stonham J. 1269,1279
Stoulos S. 113
Stoykova K. 836,864
Stratou M. 1519
Stylianidis K. 1467
Styllas M. 1077

T

Telesca L. 1298
Tesch Ch. 482
Theodoridis Y. 1406
Theodulidis N. 1412,1467,1509
Torok A. 1932
Tranos M.D 1598
Triantafyllidis P. 1697
Triantis D. 1279,1925
Trontsios G. 182
Tsaparas N. 772,782
Tsikos H. 846
Tsikouras B. 534, 587,607
Tsirambides A. 80,708
Tsolis-Katagas P. 130,474
Tsombos P. 928
Tsompanidou E. 334
Tsonev D. 406
Tsourlos P. 1262,1289
Tzanis A. 1347
Tzavidopoulos E. 192
Tziavos I.N. 1412,1509

V

Vakalas I. 534,607,689,717,836,864
Vallianatos F. 1269,1279,1298,1441,1925
Vamvakaris D.A. 1529
Van Breugel Y. 846
Van Overloop E.S. 856
Varti-Mataranga M. 725
Vasiliadis C. 1262
Vaskovic N. 615
Vavelides M. 113
Verrios S. 1706
Voltaggio M. 1064
Voulgaris N. 938,1499

W

Watzl V. 140

X

Xeidakis G.S. 1932
Xypolias P. 1643

Y

Yeritsyan H. 226
Yfantis V. 1077

Z

Zambetakis-Lekkas A. 792
Zananiri I. 1308,1316
Zelilidis A. 534,607,689,699,717,836,864
Zovoili E. 1716
Zygouri V. 1706



ΓΕΩΤΕΧΝΙΚΟ ΕΠΙΜΕΛΗΤΗΡΙΟ ΕΛΛΑΔΑΣ
ΒΕΝΙΖΕΛΟΥ 64 - 546 31 ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
ΤΗΛ.: 2310.278.81708, 2310.236.379, FAX: 2310.236.308
E-MAIL: info@geotee.gr, http://www.geotee.gr

ISSN 0438-9557