

ΔΕΛΤΙΟ ΤΗΣ ΕΛΛΗΝΙΚΗΣ ΕΩΛΟΓΙΚΗΣ ΕΤΑΙΡΙΑΣ BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF GREECE Τόμος / Volume XXXIV, No 2

9° ΔΙΕΘΝΕΣ ΣΥΝΕΔΡΙΟ ΤΗΣ ΕΛΛΗΝΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ ΕΤΑΙΡΙΑΣ ΜΕ ΕΜΦΑΣΗ ΣΤΗ ΣΥΜΒΟΛΗ ΤΩΝ ΓΕΩΕΠΙΣΤΗΜΩΝ ΣΤΗΝ ΑΝΑΠΤΥΞΗ

9TH INTERNATIONAL CONGRESS OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF GREECE WITH EMPHASIS ON THE CONTRIBUTION OF GEOSCIENCES TO DEVELOPMENT









AOHNA / ATHENS

9° ΔΙΕΘΝΕΣ ΣΥΝΕΔΡΙΟ ΤΗΣ ΕΛΛΗΝΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ ΕΤΑΙΡΙΑΣ

με έμφαση στην συμβολή των Γεωεπιστημών στην Ανάπτυξη

Υπό την Αιγίδα του Υπουργείου Περιβάλλοντος, Χωροταξίας και Δημοσίων Έργων και την υποστήριξη του Υπουργείου Πολιτισμού

9th INTERNATIONAL CONGRESS OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF GREECE

with emphasis on the contribution of Geosciences to Development

Under the aegis of the Ministry of Environment, Physical Planning and Public Works and the support of the Ministry of Culture



IIPAKTIKA PROCEEDINGS

ΕΠΙΜΕΛΕΙΑ ΕΚΛΟΣΗΣ

Π. Γ. ΜΑΡΙΝΟΣ Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο Γ. ΤΣΙΑΜΠΑΟΣ Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο Α. ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ Εθνικό & Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών Β. ΤΣΑΠΡΑΛΗΣ Ινστιτούτο Γεωλογικών & Μεταλλευτικών Ερευνών Θ. ΡΟΝΤΟΓΙΑΝΝΗ Ινστιτούτο Γεωλογικών & Μεταλλευτικών Ερευνών Ε. ΜΩΡΑΪΤΗ Ινστιτούτο Γεωλογικών & Μεταλλευτικών Ερευνών

EDITORS

P. G. MARINOS National Technical University of Athens G. TSIAMBAOS National Technical University of Athens A. ALEXOPOULOS National & Kapodistrian University of Athens V. TSAPRALIS Institute of Geology & Mineral Exploration TH. RONDOYANNI Institute of Geology & Mineral Exploration E. MORAITI Institute of Geology & Mineral Exploration

ΑΘΗΝΑ, ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ 2001



ΦΩΤΟΓΡΑΦΙΕΣ ΕΞΩΦΥΛΛΟΥ

1) Συγκοινωνιακά Έργα Κακιάς Σκάλας ΠΑΘΕ και ΕΡΓΟΣΕ. Εξάρτηση χάραξης από την οηξιγενή τεκτονική.

Έρευνα και εκμετάλλευση γεωθερμίας. Συμβολή της γεωλογίας στον εντοπισμό και έρευνα γεωθερμικών πεδίων (φωτογραφία IΓΜΕ).
 Τοξωτό φράγμα Πλαστήρα (Ταυρωπού). Η θέση επελέγη ύστερα από σωστή εκτίμηση της περατότητας των ασβεστολίθων της Πίνδου.
 Μηχάνημα ολομέτωπης κοπής (TBM) για την κατασκευή της σήραγγας Ευήνου- Μόρνου. Η γνώση των γεωλογικών συνθηκών επέτρεψε την σωστή επιλογή των μηχανημάτων διάτρησης και την ασφαλή και έγκαιρη ολοκλήρωση του έργου (φωτογραφία ΥΠΕΧΩΔΕ)
 Κατολίσθηση Μαλακάσας. Συμβολή της Γεωλογίας στην κατανόηση του μηχανισμού ολίσθησης και στην μελέτη και κατασκευή των μέτρων αντιμετόπισης.

Λιγνιτωρυχεία Πτολεμαίδας. Συμβολή της γεωλογίας στην έρευνα και εκμετάλλευση (Φωτογραφία ΙΓΜΕ).

Υδρογεώτρηση. Συμβολή της γεωλογίας στον εντοπισμό, μελέτη, εκμετάλλευση και διαχείριση υπογείων νερών (Φωτογραφία ΙΓΜΕ)
 Υψηλή καλωδιωτή Γέφυρα Χαλκίδας. Συμβολή της γεωλογίας στην επιλογή και διαστασιολόγηση της θεμελίωσης: πάσσαλοι τριβής στους καλυμμένους οφιολίθους της Βοιωτικής ακτής.

ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΕΤΑΙΡΙΑ ΔΙΟΙΚΗΤΙΚΟ ΣΥΜΒΟΥΛΙΟ

(που εξελέγη στη Γενική Συνέλευση των μελών της Εταιρίας τον Μάρτιο του 2000)

ΠΡΟΕΔΡΟΣ	Ηλίας ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, Καθηγητής Πανεπιστημίου Αθηνών
ΑΝΤΙΠΡΟΕΔΡΟΣ	Βασίλειος ΧΡΗΣΤΑΡΑΣ, Αναπλ. Καθηγητής Πανεπιστημίου
	Θεσσαλονίκης
ΓΕΝ. ΓΡΑΜΜΑΤΕΑΣ	Θεοδώρα ΡΟΝΤΟΓΙΑΝΝΗ, Δρ Γεωλόγος Ι.Γ.Μ.Ε.
ΕΙΔ. ΓΡΑΜΜΑΤΕΑΣ	Σπύρος ΠΑΥΛΙΔΗΣ, Καθηγητής Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης
ΤΑΜΙΑΣ	Ευγενία ΜΩΡΑΪΤΗ, Γεωλόγος Ι.Γ.Μ.Ε.
ΕΦΟΡΟΣ	Βασίλειος ΤΣΕΛΕΠΙΔΗΣ, Γεωλόγος Ι.Γ.Μ.Ε.
МЕЛН	Απόστολος ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ, Επίκ. Καθηγητής Πανεπιστημίου Αθηνών
	Νικόλαος ΖΟΥΡΟΣ, Επίκ. Καθηγητής Πανεπιστημίου Αιγαίου Δημήτοιος ΓΑΛΑΝΑΚΗΣ, Δο Γεωλόγος, Ι.Γ.Μ.Ε.

GEOLOGICAL SOCIETY OF GREECE BOARD OF DIRECTORS

(elected at the General Assembly of the members of the Society on March 2000)

PRESIDENT	Ilias MARIOLAKOS, Professor, University of Athens
VICE-PRESIDENT	Vasilios CHRISTARAS, Assoc. Professor, University of
	Thessaloniki
SECRETARY- GENERAL	Theodora RONDOYANNI, Dr Geologist, I.G.M.E.
EXECUTIVE SECRETARY	Spiros PAVLIDIS, Professor, University of Thessaloniki
TREASURER	Eugenia MORAITI, Geologist, I.G.M.E.
TRUSTEE	Vasilios TSELEPIDIS, Geologist, I.G.M.E.
MEMBERS	Apostolos ALEXOPOULOS, Assis. Professor, University of
	Athens
	Nikolaos ZOUROS, Assis. Professor, University of the Aegean
	Dimitrios GALANAKIS, Dr Geologist, I.G.M.E.

ΟΡΓΑΝΩΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ 9" ΣΥΝΕΔΡΙΟΥ

ΠΡΟΕΔΡΟΣ

Παύλος Γ. ΜΑΡΙΝΟΣ, Καθηγητής Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου

ΑΝΤΙΠΡΟΕΔΡΟΣ

Νικόλαος ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ, Καθηγητής Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου

ΓΕΝΙΚΟΣ ΓΡΑΜΜΑΤΕΑΣ Γεώργιος ΤΣΙΑΜΠΑΟΣ, Επίκ. Καθηγητής Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεγνείου

ΕΙΔΙΚΟΣ ΓΡΑΜΜΑΤΕΑΣ

Απόστολος ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ, Επίκ. Καθηγητής Πανεπιστημίου Αθηνών

ΤΑΜΙΑΣ

Ευγενία ΜΩΡΑΪΤΗ, Γεωλόγος Ι.Γ.Μ.Ε.

МЕЛН

Νικόλαος ΛΑΜΠΡΑΚΗΣ, Αναπλ. Καθηγητής Πανεπιστημίου Πατφών Στυλιανός ΛΟΖΙΟΣ, Λέκτορας Πανεπιστημίου Αθηνών Αντώνιος ΜΕΤΤΟΣ, Δρ. Γεωλόγος Ι.Γ.Μ.Ε. Ταξιάρχης ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ, Αναπλ. Καθηγητής Πανεπιστημίου Αθηνών Βασίλειος ΠΕΡΔΙΚΑΤΣΗΣ, Δρ. Γεωλόγος, Ι.Γ.Μ.Ε. Θεοδώφα ΡΟΝΤΟΓΙΑΝΝΗ, Δρ. Γεωλόγος Ι.Γ.Μ.Ε. Βασίλειος ΤΣΑΠΡΑΛΗΣ, Δρ. Γεωλόγος Ι.Γ.Μ.Ε. Βασίλειος ΤΣΕΛΕΠΙΔΗΣ, Γεωλόγος Ι.Γ.Μ.Ε. Βασίλειος ΧΡΗΣΤΑΡΑΣ, Αναπλ. Καθ. Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης

> **ΓΡΑΜΜΑΤΕΙΑ ΤΟΥ ΣΥΝΕΔΡΙΟΥ** Ελισσάβετ ΧΑΤΖΗΧΑΡΑΛΑΜΠΟΥΣ

ORGANIZING COMMITTEE OF THE 9th CONGRESS

PRESIDENT

Paul G. MARINOS, Professor, National Technical University of Athens

VICE-PRESIDENT Nikolaos FYTROLAKIS, Professor, National Technical University of Athens

GENERAL SECRETARY Georgios TSIAMBAOS Assis. Professor, National Technical University of Athens

EXECUTIVE SECRETARY Apostolos ALEXOPOULOS, Assis. Professor, University of Athens

> **TREASURER** Eugenia MORAITI, *Geologist, I.G.M.E.*

MEMBERS

Vasilios CHRISTARAS, Assoc. Professor, University of Thessaloniki Stilianos LOZIOS, Lecturer, University of Athens Antonios METTOS, Dr Geologist, I.G.M.E. Taxiarchis PAPADOPOULOS, Assoc. Professor, University of Athens Vasilios PERDIKATSIS, Dr Geologist I.G.M.E. Theodora RONDOYANNI, Dr Geologist I.G.M.E. Vasilios TSAPRALIS, Dr Geologist I.G.M.E. Vasilios TSELEPIDIS, Geologist I.G.M.E.

> CONGRESS SECRETARIAT Elissavet CHATZIHARALAMBOUS



ΥΠΟΣΤΗΡΙΚΤΕΣ ΚΑΙ ΧΟΡΗΓΟΙ ΤΟΥ 9° ΔΙΕΘΝΟΥΣ ΣΥΝΕΔΡΙΟΥ ΤΗΣ ΕΛΛΗΝΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ ΕΤΑΙΡΙΑΣ

Συνέδοιο υπό την Αιγίδα του ΥΠΟΥΡΓΕΙΟΥ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ, ΧΩΡΟΤΑΞΙΑΣ ΚΑΙ ΔΗΜΟΣΙΩΝ ΕΡΓΩΝ

την υποστήριξη του ΥΠΟΥΡΓΕΙΟΥ ΠΟΛΙΤΙΣΜΟΥ

και τη συμβολή των ΙΝΣΤΙΤΟΥΤΟ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ & ΜΕΤΑΛΛΕΥΤΙΚΩΝ ΕΡΕΥΝΩΝ ΟΡΓΑΝΙΣΜΟΣ ΑΝΤΙΣΕΙΣΜΙΚΟΥ ΣΧΕΔΙΑΣΜΟΥ & ΠΡΟΣΤΑΣΙΑΣ

ΓΕΝΙΚΗ ΓΡΑΜΜΑΤΕΙΑ ΠΟΛΙΤΙΚΗΣ ΠΡΟΣΤΑΣΙΑΣ

ΧΟΡΗΓΟΙ (Μέχρι 31-8-2001)

ΕΘΝΙΚΟ & ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ ΓΕΩΤΕΧΝΙΚΟ ΕΠΙΜΕΛΗΤΗΡΙΟ ΕΛΛΑΔΑΣ ΕΘΝΙΚΟ ΚΕΝΤΡΟ ΘΑΛΑΣΣΙΩΝ ΕΡΕΥΝΩΝ ΔΗΜΟΣΙΑ ΕΠΙΧΕΙΡΗΣΗ ΗΛΕΚΤΡΙΣΜΟΥ

ΕΓΝΑΤΙΑ ΟΔΟΣ Α.Ε. ΕΡΓΟΣΕ Α.Ε.

ΧΟΡΗΓΟΙ (Μέχοι 31-8-2001)

ΑΕΓΕΚ ΑΕ ΑΚΤΩΡ ΑΤΕ ΑΕΕ ΑΡΓΥΡΟΜΕΤΑΛΛΕΥΜΑΤΩΝ & ΒΑΡΥΤΙΝΗΣ ΑΤΤΙΚΗ ΟΔΟΣ ΓΕΦΥΡΑ ΑΕ (ΡΙΟ- ΑΝΤΙΡΡΙΟ) ΔΕΛΦΟΙ-ΔΙΣΤΟΜΟΝ ΑΜΕ ΕΔΡΑΣΗ- Χ. ΨΑΛΛΙΔΑΣ ΑΤΕ ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΤΕΧΝΟΔΟΜΙΚΗ ΑΕ ΛΑΡΚΟ ΑΕ ΜΕΤΑΛΛΕΥΤΙΚΗ ΘΡΑΚΗΣ ΑΕ Κ. Ι. ΣΑΡΑΝΤΟΠΟΥΛΟΣ ΑΕ

ΑΔΚ ΑΕ ΓΑΜΜΑ 4 ΕΠΕ ΓΕΩΣΚΟΠΙΟ ΑΤΕ ΕΔΑΦΟΜΗΧΑΝΙΚΗ ΑΕ ΟΔΟΤΕΧΝΙΚΗ ΕΠΕ ΟΚ ΜΕΛΕΤΗΤΙΚΗ ΕΠΕ ΟΜΙΛΟΣ ΤΕΧΝΙΚΩΝ ΜΕΛΕΤΩΝ ΑΤΕ ΠΕΡΛΕΡΟΣ Β. & ΣΥΝΕΡΓΑΤΕΣ SGI- TRADEMCO SA ΣΩΤΗΡΟΠΟΥΛΟΣ & ΣΥΝΕΡΓΑΤΕΣ ΑΕ ΣΥΝΔΕΣΜΟΣ ΓΕΩΛΟΓΩΝ ΜΕΛΕΤΗΤΩΝ

Η Οργανωτική Επιτροπή του 9^{ου} Διεθνούς Συνεδρίου της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας ευχαριστεί θερμά τα ανωτέρω Υπουργεία και Ινστιτούτα Ερευνών, Οργανισμούς, Εταιρίες και Γραφεία Μελετών που με την οικονομική και ηθική τους συμβολή στήριξαν την πραγματοποίηση του συνεδρίου

ΔΟΜΗ ΠΡΑΚΤΙΚΩΝ- SCHEME OF THE PROCEEDINGS

TOMOS 1 - VOLUME 1

ΓΕΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ - GENERAL GEOLOGY ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ - ΤΕCΤΟΝΙCS ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ - GEOMORPHOLOGY

TOMOS 2 - VOLUME 2

ΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΑ - PALAEONTOLOGY ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ - STRATIGRAPHY ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑ - MARINE GEOLOGY ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΑ - SEDIMENTOLOGY ΓΕΩΤΟΠΟΙ - GEOSITES

TOMOS 3 - VOLUME 3

ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ- ΜΙΝΕRALOGY ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ- ΡΕΤROLOGY ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑ- ΟRE DEPOSITS ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ- GEOCHEMISTRY ΒΙΟΜΗΧΑΝΙΚΑ ΟΡΥΚΤΑ - INDUSTRIAL MINERALS ΕΝΕΡΓΕΙΑΚΕΣ ΠΡΩΤΕΣ ΥΛΕΣ - ENERGY RESOURCES

TOMOS 4 - VOLUME 4

ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ - APPLIED GEOPHYSICS ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑ - SEISMOLOGY

TOMOS 5 - VOLUME 5

ΤΕΧΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ - ENGINEERING GEOLOGY ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΑ - HYDROGEOLOGY ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ - REMOTE SENSING

ΤΟΜΟΣ 6 (ΜΕΤΑΣΥΝΕΔΡΙΑΚΟΣ) - VOLUME 6 (POST - CONGRESS) ΕΙΔΙΚΕΣ ΚΑΙ ΠΡΟΣΚΕΚΑΗΜΕΝΕΣ ΟΜΙΛΙΕΣ - INVITED & SPECIAL LECTURES

Η Οργανωτική Επιτροπή εκφράζει θερμές ευχαριστίες για τη πολύτιμη συνδρομή των κριτών στο δύσκολο έργο της κρίσης των εργασιών και τη συμβολή τους στην απόκτηση Πρακτικών υψηλού επιστημονικού επιπέδου.

Κάθε εργασία πρίθηκε από δύο πριτές. Σε ελάχιστες μόνο εργασίες όπου οι απόψεις των δύο πριτών διέφεραν ριζικά, ζητήθηκε η άποψη και τρίτου πριτή ώστε η Οργανωτική Επιτροπή, στη συνέχεια με ευθύνη της, να διαμορφώσει την τελική απόφασή της. Ως εκ της διαδικασίας της πρίσεως, ο κατάλογος των πριτών δεν δημοσιεύεται.

Η Οργανωτική Επιτροπή δε φέρει ευθύνη ως προς το περιεχόμενο και τις απόψεις που εκφράζονται στις εργασίες και οι οποίες είναι προσωπικές των συγγραφέων.

The Organizing Committee expresses special thanks for the valuable contribution of the reviewers for their assistance in producing high quality scientific proceedings.

Every paper was subjected to the scrutiny of two reviewers. Only in few papers for which the opinions of the reviewers were radically different, the opinion of a third reviewer was asked so that the Organizing Committee could take its final decision.

The Organizing Committee is not responsible for the content of the papers, the statements made or for the opinions expressed in these volumes.

ΤΑ ΣΥΝΕΔΡΙΑ ΤΗΣ ΕΓΕ

Ι° ΔΙΗΜΕΡΟ, ΑΘΗΝΑ, 1983, Δελτίο XVII
2° ΔΙΗΜΕΡΟ, ΑΘΗΝΑ, 1984, Δελτίο XIX
3° ΣΥΝΕΔΡΙΟ, ΑΘΗΝΑ 1986, Δελτίο XX
4° ΣΥΝΕΔΡΙΟ, ΑΘΗΝΑ, 1988, Δελτίο XXIII
5° ΣΥΝΕΔΡΙΟ, ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ, 1990, Δελτίο XXV
6° ΣΥΝΕΔΡΙΟ, ΑΘΗΝΑ, 1992, Δελτίο XXVIII
7° ΣΥΝΕΔΡΙΟ, ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ, 1994, Δελτίο XXX
8° ΣΥΝΕΔΡΙΟ, ΠΑΤΡΑ, 1998, Δελτίο XXXII

THE CONGRESSES OF THE G.S.G.

1ST MEETING, ATHENS, 1983, Bull. XVII
 2ND MEETING, ATHENS, 1984, Bull. XIX
 3RD CONGRESS, ATHENS, 1986, Bull. XX
 4TH CONGRESS, ATHENS, 1988, Bull. XXIII
 5TH CONGRESS, THESSALONIKI, 1990, Bull. XXV
 6TH CONGRESS, THESSALONIKI, 1994, Bull. XXX
 8TH CONGRESS, PATRA, 1998, Bull. XXXII

Πληφοφορίες για την αγορά Πρακτικών των προηγούμενων Συνεδρίων στα γραφεία της Ε.Γ.Ε. (Τηλέφωνο & Φαξ: 7644677)

Information for the purchase of the Proceedings of the previous Congresses is given at G.S.G. offices (Tel. & Fax: +3010-7644677)

ISSN: 0438-9557

Copyright © 2001 από την Ελληνική Γεωλογική Εταιρία, by the Geological Society of Greece

Σελιδοποίηση, Επιμέλεια παφαγωγής: Hurricane, Παύλος Παυλίδης, 010 9598780 Εκτύπωση: Β. & Κ. Χριστοδούλου, Μαυρομιχάλη 134, Αθήνα Βιβλιοδεσία: Η. Θεοδωρόπουλος, Στυμφαλίας 8, Περιστέρι

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Το Δελτίο XXXIV της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας περιλαμβάνει τα Πρακτικά του 9^{ου} Διεθνούς Συνεδρίου της Εταιρίας, της 26[™] έως 28[™] Σεπτεμβρίου 2001. Η Οργανωτική Επιτροπή του Συνεδρίου με ιδιαίτερη ικανοποίηση παραδίδει τους 5 τόμους των Πρακτικών με την έναρξη του Συνεδρίου, γεγονός που θα επιτρέψει στους Συνέδρους μια πιο αποτελεσματική παρακολούθηση των εργασιών του.

Οι 5 τόμοι καλύπτουν όλο το φάσμα των Γεωεπιστημών πεφιλαμβάνοντας νέες πληφοφορίες και ευφήματα σε θέματα βασικής έρευνας αλλά και εφαρμογών, προβάλλοντας τόσο την ανάγκη της θεμελιώδους γνώσης όσο και την αξιοποίηση της γνώσης αυτής στην ορθολογική ανάπτυξη και στην βελτίωση της ποιότητας της ζωής του ανθρώπου. Η ανταπόκριση των γεωπιστημόνων από την Ελλάδα και το εξωτερικό υπήρξε εντυπωσιακή και τους ευχαριστούμε. Στα Πρακτικά πεφιλαμβάνονται 248 εργασίες, εκ των οποίων ένας ιδιαίτερα μεγάλος αριθμός, σχεδόν οι μισές, δημοσιεύονται στην αγγλική γλώσσα δίνοντας την ευκαιρία της ευρύτερης, διεθνώς, χρήσης του Επιστημονικού Δελτίου της Εταιρίας μας. Περιμένουμε ότι όλοι οι συγγραφείς θα έχουν και προσωπική συμμετοχή στο Συνέδριο και όλοι μας θα έχουμε την ευκαιρία ζωντανής αμοιβαίας επικοινωνίας, εποιχοδομητικών συζητήσεων και σύσφιξης των επιστημονικών σχέσεων.

Και στο Συνέδριο αυτό παρουσιάζεται ένας αξιόλογος αριθμός εργασιών από τον ευρύτερο μας γεωγραφικό περιβάλλον που προωθούν την έρευνα και στις γειτονικές χώρες. Προσφέρεται συνεπώς ένας γόνιμος χώρος στον οποίο θα μπορεί να δώσει έμφαση η Ελληνική Γεωλογική Εταιρία στο επόμενο Συνέδριο της: Εμφαση στην Γεωλογία των Βαλκανίων.

Ολες οι εργασίες που δημοσιεύονται πέρασαν την, επωφελή για όλους, βάσανο της επιστημονικής κρίσεως. Η διαδικασία που ακολουθήθηκε ήταν η διεθνώς καθιερωμένη στα επιστημονικά περιοδικά, με εξωτερικούς κριτές, διαδικασία που έχει καθιερωθεί με επιτυχία στα Συνέδρια της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, παρ' όλες τις όποιες αναπόφευκτες αδυναμίες και για τον περιορισμό των οποίων έγιναν εφέτος ορισμένες μικρές αλλαγές διαδικαστικού χαρακτήρα. Πλήθος αναγνωρισμένων επιστημόνων όλων των ειδικοτήτων συμμετείχαν στη διαδικασία κρίσης των εργασιών. Εκ μέρους της Οργανωτικής Επιτροπής τους ευχαριστώ για το σοβαρό έργο που προσέφεραν και για την συμβολή τους στην προσπάθεια απόκτησης Πρακτικών υψηλού επιπέδου.

Στο 9° αυτό Συνέδριο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, η Οργανωτική Επιτροπή έκρινε ότι θα ήταν ιδιαίτερα χρήσιμο για όλους μας, αλλά ιδιαίτερα για τους νέους συναδέλφους, η πρόταξη στις συνεδρίες, προσκεκλημένων ομιλιών που να αγκαλιάζουν ευρύτερα το θέμα της συνεδρίας, να παρουσιάζουν μια υψηλού επιπέδου επισκόπηση, μια κριτική παρουσίαση της υφισταμένης γνώσης, τις νέες απόψεις και τις σημερινές τάσεις έρευνας. Ευχαριστούμε θερμώς τους ομιλητές για τον χρόνο και τον κόπο που διέθεσαν για την υλοποίηση της προσφοράς αυτής. Ενας ειδικός τόμος, ο έκτος, θα περιλαμβάνει τις εργασίες των προσκεκλημένων αυτών ομιλητών. Η έκδοση του θα είναι πιστεύουμε άμεση αφού ήδη η Οργανωτική Επιτροπή έχει στα χέρια της τα περισσότερα κείμενα.

Οπως έχει καθιεφωθεί, στη διάφκεια κάθε Συνεδφίου της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιφίας δίνεται έμφαση σε θέμα επικαιφότητας ή ιδιαιτέφου ενδιαφέφοντος. Στο 9° αυτό Συνέδφιο η έμφαση δίδεται στην συμβολή των Γεωεπιστημών στην Ανάπτυξη. Η έμφαση αυτή υλοποιείται με ειδικές παφουσιάσεις, σε ανοικτές συνεδφιάσεις, από Υπουργεία, Εφευνητικά Ινσπτούτα, Οργανισμούς και Εταιφείες, όπου θα παφουσιασθεί και θα υπογφαμμισθεί η συμβολή της Γεωλογίας στην αναζήτηση και εκμετάλλευση οφυκτών πόφων, στην προστασία έναντι φυσικών καταστφοφών και στην μελέτη, κατασκευή και λειτουργία των έργων υποδομής. Σχετικώς με τα τελευταία, στη χώφα μας παφατηφείται αυτή την πεφίοδο ένας οφγασμός, κυφίως στην κατασκευή μεγάλων συγκοινωνιακών έφγων. Η σωστή κατανόηση των γεωλογικών συνθηκών των πεφιοχών που διατφέχονται από τα έργα αυτά, της προελεύσεως, συστάσεως και γεωλογικής ιστοφίας κάθε σχηματισμού, αποτελούν θεμελιώδη πφοϋπόθεση για την αντιμετώπιση των τεχνικών θεμάτων σχεδιασμού και κατασκευής τους. Είμαστε ιδιαίτεφα ευγνώμονες προς το Υπουργείο Πεφιβάλλοντος, Χωφοταξίας και Δημοσίων Εφγων, που αναγνωφίζοντας τη συμβολή της Γεωλογίας έθεσε το Συνέδφιο υπό την αιγίδα του. Η Οφγανωτική Επιτφοπή ελπίζει ότι θα μποφέσει να δημοσιεύσει το πεφιεχόμενο των ειδικών αυτών παφουσιάσεων σε μια μετασυνεδφιακή ειδική έχδοση.

Αν οι βασικοί τόμοι του Συνεδρίου παραδίδονται εγκαίρως στους συνέδρους και την επιστημονική κοινότητα, αυτό γίνεται χάρις στην οικονομική συμπαράσταση πολλών. Θεωρούμε λοιπόν βαθιά υποχρέωση μας να ευχαριστήσουμε θερμά εκτός από το Υπουργείο Περιβάλλοντος Χωροταξίας και Δημόσιων Εργων, το Υπουργείο Πολιτισμού, τα Ερευνητικά Ινστιτούτα, Α.Ε.Ι. και τους άλλους χορηγούς, εταιρίες του Δημοσίου και ιδιωτικές εταιρίες που με τόση προθημεία ανταποκρίθηκαν στην πρόσκληση μας.

Ας μου επιτραπεί τέλος να εκφράσω τις προσωπικές μου ευχαριστίες προς όλους τους συναδέλφους της Οργανωτικής Επιτροπής για την συλλογική προσπάθεια που καταβλήθηκε και την έξοχη συνεργασία, καθώς να ευχαριστήσω και τον Επιμελητή της εκτύπωσης κ. Παύλο Παυλίδη και την φοιτήτρια του Γεωλογικού Τμήματος του Πανεπιστημίου Αθηνών Ελισάβετ Χατζηχαραλάμπους για την πρόθυμη και υπεύθυνη εργασία που προσέφεραν στην προετοιμασία των τόμων.

> Παύλος Γ. Μαρίνος Πρόεδρος της Οργανωτικής Επιτροπής

Αθήνα, 3 Σεπτεμβρίου 2001

PROLOGUE

The Bulletin XXIV of the Geological Society of Greece contains the papers of the 9th International Congress of the Society. The five volumes of the bulletin cover the whole spectrum of Earth Sciences with new information and findings from basic research as well as applied issues. The response of geoscientists from Greece and many other countries has been impressive. A total of 248 papers are included in the Proceedings, half of which are in English, giving, thus, the possibility for a wider use of the Bulletin worldwide. All papers were subjected to the scrutiny of reviewers following the international standards, applied by all reputed journals. The Organizing Committee expresses special thanks for the valuable contribution of the reviewers for their assistance in producing high quality proceedings.

A considerable number of papers deals with the geology of other countries in the Balkans and our next congress could considerably contribute on this issue by putting its emphasis on this region of Europe.

In the 9th International Congress, key note lectures preceed the thematic sessions with the goal to present a critical review on a main topic or to present findings of particular interest. A sixth volume will include the papers from these keynote lectures and will be published soon after the Congress takes place. We are deeply thankful for the contribution of the key lecturers.

In this Congress, special emphasis is given to the contribution of Geosciences to a nation's Development. Special presentations are scheduled on this contribution focusing on the investigation and exploitation of natural resources, on the protection from natural hazards and on the design and construction of infrastructure works in Greece.

Warm thanks are finally addressed to all my colleagues of the Organizing Committee for our excellent and efficient collaboration. To all supporters and sponsors we are truly grateful.

Paul G. Marinos President of the Organizing Committee

Athens, 3 September 2001

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ – CONTENTS

ΤΟΜΟΣ 1 – VOLUME 1 ΓΕΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ, ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ, ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ GENERAL GEOLOGY, TECTONICS, GEOMORPHOLOGY

ΓΕΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ – GENERAL GEOLOGY

Αλεξόπουλος,	A. & E., Μωραϊτη: Συμβολή στη γνώση της γεωλογίας της Αττικής. Η Χερσόνησος της Λομβάρδας (Ζωστήρ)	
	Contribution to the knowledge of the geology of Attica. The Peninsula of Lomvarda (Zostir)	3
Λέκκας, Ε., Δ	ανάμος, Γ. & Γ., Μαυρίκας: Γεωλογική δομή και εξέλιξη των νήσων Κεφαλλονιάς και Ιθάκης	
	Geological Structure and Evolution of Kefallonia and Ithaki islands	11
Λέκκας, Ε. Λ	., Λόζιος, Σ.Γ. & Γ.Δ., Δανάμος: Γεωλογική και τεκτονική δομή της περιοχής μεταξύ των ορέων Αιγάλεω και Πάρνηθας (Αττική, Ελλάδα) και η σημασία τους στον αντισει- σμικό σχεδιασμό	
	Geological and tectonic structure of the area between Aigaleo and Parnitha Mt. (Attica, Greece) and their importance to antiseismic planning	19
Μανούτσογλα	νυ, Ε., Σπυρίδωνος, Ε., Soujon, Α. & V., Jacobshagen: Αναθεώρηση του γεωλογικού χάρτη και τρισδιάστατη προσομοίωση της γεωλογικής δομής της ευρύτερης περιοχής του φαραγγιού της Σαμαριάς, Δ. Κρήτη	
	Revision of the geological map and 3D modelling of the geological structure of the Samaria Gorge Region, W. Crete	29
Μαριολάκος,	Η., Φουντούλης, Ι. & Ι., Λαδάς: Παλαιογεωγραφική εξέλιξη της ΝΔ Πελοποννήσου κατά το Τεταρτογενές	
	Paleogeographic Evolution of SW Peloponnesus during Quaternary	37
Σκούρτσος, Ε	, Αλεξόπουλος, Α., Ζαμπετάκη-Λέκκα, Α. & Σ., Λέκκας: Η παρουσία των εσωτερι- κών Ελληνίδων στην οροσειρά του Πάρνωνα, Κεντροανατολική Πελοπόννησος	
	The occurrence of the Internal Hellenides on Parnon mountain range, Centraleastern Peloponnesus	47
Angelova, D.:	Quaternary geology, geomorphology and tectonics in the Ogosta river valley system, the Danubian plain (Bulgaria)	55
Atzemoglou,	A., Kondopoulou, D. & I., Zananiri: Paleomagnetism and magnetic fabrics of the Almopias, Thessaly and Milos volcanics. Implications	
	for the regional deformation	61
Guzzetta, G.	& I. Repola: The so called "triassic breccias" of the Ionian zone in Greece and Albania: Their stratigraphic position and the ensuing tectonic implications	69
Krohe, A. &	E. Mposkos: Structural evolution and exhumation history of the Rhodope UHP-HP metamorphic province (Northern Greece)	75
Lekkas, E., D	anamos, G., Skourtsos, E. & D. Sakellariou: The occurrence and geodynamic significance of the volcano-sedimentary Tyros-beds (base of the Gavrovo-Tripolis unit)	
	on Rhodes Island, Dodekanese, SE Aegean	83

Most, T., Frisch, W., Dunkl, I., Kadosa, B., Boev, B., Avgerinas, A. & A., Kilias:	
Geochronological and structural investigations of the Northern Pelagonian crystalline zone.	
Constraints from K/Ar and zircon and apatite fission track dating.	91
Petrakakis, K., Faupl P., Migiros, G. & A., Pavlopoulos: Pre-tertiary blueschist facies	
metamorphism in the Hellenides evidenced by detrital blue amphiboles	
in the Paleocene flysch of the Othrys mountain	97
Photiades, A. & N., Carras: Stratigraphy and geological structure of the Lavrion area	
(Attica, Greece)	103
Photiades, A. & F., Pomoni - Papaioannou: Contribution to the structural study of the Rhodiani	
ophiolites, Vourinos massif	111

ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ - ΤΕCTONICS

λλεξόπουλος, Ι., Φουντούλης, Ι., Καμπούρης, Π., Μαριολάκος, Η. & Τ., Παπαδόπουλος: Γεωηλε- κτρικές διασκοπήσεις στην έρευνα του καλυμμένου ρήγματος Τατοϊου	
Geolectrical survey for Tatoi (Athens, Greece) blind fault	. 121
υγερινάς, Α., Κίλιας, Α., Κορωναίος, Α., Μουντράκης, Δ., Frisch, W., Dunkl, I. & T., Most: Τεκτονική εξέλιξη του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους κατά την διάρκεια του Κρητιδικού (δυτικό τμήμα οροσειράς Βορά, Μακεδονία, Ελλάδα)	
Cretaceous structural evolution of the Pelagonian crystalline in western Voras Mt (Macedonia, Northern Greece)	129
Κατριβάνος, Ε., Μουντράκης, Δ., Κίλιας, Α. & Σ., Παυλίδης: Πρώτα αποτελέσματα μελέτης της γεωλογικής δομής και της κινηματικής της παραμόρφωσης στο όρος Τζένα (υποζώνη Πάϊκου, Κεντρική Μακεδονία, Ελλάδα)	
Preliminary results of the geological structure and kinematics of deformation in Mt. Tzena (Paikon subzone, Central Macedonia, Greece)	.137
Κίλιας Α.: Βράδυ – Ορογενετική έκταση στις Ελληνίδες οροσειρές	
Late orogenic extension in Hellenides	149
λέκκας, Ε.Λ., Δανάμος, Γ.Δ. & Σ.Γ., Λόζιος: Νεοτεκτονική δομή και εξέλιξη της νήσου Λευκάδας	
Neotectonic structure and evolution of Lefkada island	157
Λαριολάκος, Η., Φουντούλης, Ι. & Δ. Θεοχάρης: Νεοτεκτονική δομή και εξέλιξη της νήσου Σαλαμίνας	
Neotectonic structure and evolution of Salamis island	165
Λαριολάκος, Η., Κράνης, Χ., Μαρουκιάν, Χ. & Ι., Φουντούλης: Τεκτονικά ελεγχόμενη εξέλιξη υδρογραφικών δικτύων στη Λοκρίδα (Στερεά Ελλάδα)	
Tectonically controlled drainage evolution in Lokris (Central Greece)	175
Λαριολάκος, Η., Φουντούλης, Ι., Σιδέρης, Χ. & Θ., Χατούπης: Μορφονεοτεκτονική δομή του όρους Πάρνηθα Αττικής	
The morphoneotectonic structure of Parnis Mt. (Attica, Greece)	183
Ιαπανικολάου, Ι.Δ. & Ε.Λ., Λέκκας: Φαινόμενα συνιζηματογενούς τεκτονισμού κατά τη μετάβαση από την ανθρακική στην κλαστική ιζηματογένεση στην Ιόνια ενότητα (περιοχή Μεσολόγγι)	
Syn-sendimentary tectonics in the Ionian unit during the transition from carbonate to clastic sedimentation	191

Παυλίδης, Σ., Κουκουβέλας, Ι., Σταματόπουλος, Λ., Αγραφιώτης, Δ., Αλεξανδρής, Γ.Α., Ζυγούρη, Β. & Σ., Σμπόρας: Παλαιοσεισμολογική μελέτη του ανατολικού κλάδου του ρήγματος της Ελίκης (Κορινθιακός)	
Paleoseismological investigation of the eastern "segment" of the Heliki fault, Gulf of Corinth, Greece	199
Σακελλαρίου, Δ., Ρουσάκης, Γ., Κράνης, Χ., Καμπέρη, Ε., Γεωργίου, Π. & Ν., Σκουλικίδης: Νεοτεκτονικές κινήσεις, ιζηματογένεση και διακύμανση της στάθμης της λίμνης Βεγορίτιδας στο Ανώτερο Τεταρτογενές Neotectonic movements, sedimentation and water-level fluctuation of the Lake	
Vegoritis in Upper Quaternary	207
Σκούρτσος, Ε., Αλεξόπουλος, Α. & Σ., Λέκκας: Τεκτονική δομή και εξέλιξη της ανώτερης πλάκας του μεταμορφικού πυρήνα της Βλαχοκερασιάς (Κεντρική Πελοπόννησος)	
Tectonic structure and evolution of the upper plate of Vlahokerasia Metaporphic core (Central Peloponnesus)	217
Φουντούλης, Ι. & Μ., Φούμελης: Ασσύμετρη ανάπτυξη υδρογραφικών δικτύων παράγων αναγνώρι- σης περιστροφών νεοτεκτονικών ρηξιτεμάχων. Η περίπτωση των λεκάνων Στουρναρο- ρέματος και Μπελεσίτσα (Ν. Φωκίδας)	
Asymmetric development of drainage networks as a factor for the recognition of neotectonic block rotation. The case of Stournarorema and Belesitsas basins (Fokida prefecture, Greece)	227
Flotte, N. & D., Sorel: Structural cross sections through the Corinth-Patras detachment fault-system in Northern Peloponnesus (Aegean Arc, Greece)	235
Kokkalas, S.: Tectonic evolution and stress field of the Kymi-Aliveri basin, Evia island, Greece	243
Kranis, H., Palyvos, N., Livaditis, G. & H., Maroukian: The Hyambolis zone: geomorhological and tectonic evidence of a transverse structure in Lokris (Central Greece)	251
Metaxas, C., Angelopoulos, A., Lalechos, S & D., Foundoulis: Deep tectonic structure of Northwestern Attica, Greece: Geodynamic pattern of Athens earthquake	259
Mountrakis, D., Thomaidou, E., Zouros, N. & A., Kilias: Kinematic analysis and tertiary evolution of the Lesvos ophiolites and metamorphic sole (Aegean sea, Greece)	267
Mulugeta, G., Sokoutis, D. & M., Bonini: Stress control of frictional hangingwall accommodation above thrust ramps	275
Kranis, H.D. & D.I., Papanikolaou: Evidence for detachment faulting on the NE Parnassos mountain front (Central Greece)	281
Papanikolaou, D. & P., Nomikou: Tectonic structure and volcanic centers at the eastern edge of the aegean volcanic arc around Nisyros island	289
Papanikolaou, D., Metaxas, C. & G., Chronis: Neotectonic structure of the Lakonikos gulf	297
Papazachos, C.B., Vamvakaris, D.A., Vargemezis, G.N. & E.V., Aidona: A study of the active tectonics and deformation in the Mygdonia basin (N. Greece) using seismological and neotectonic data	303
Pavlides, S., Kociu, S., Mukelli, P., Hyseni, A. & N., Zouros: Arhaeological evidence for seismic activity in Butrinti (SW Albania)and neotectonics of the area	311
Prenjasi, E., Sina, M., Avdulaj, F. & Y., Sulaj: Tectonic relationship between the Druja (Gavrovo) and the Ionian zones of the Albania thrust belt	321
Ring, U.: Structure and deformation history of Astypalea island. Aegean Sea	329

Sverdrup, E., Skov, T., Solheim, M., Aarseth, E. & R.H., Gabrielsen: The use of field data from the faulted margin of the gulf of Corinth as input to the reservoir model	
of the Lavrans Field, Haltenbanken, offshore Norway	337
Tuktun, Z. & S., Pavlides: Small scale contractional-extensional structures and morphotectonics along the fault traces of Izmit-Cocaeli (Turkey) 1999 earthquake	345
Xypolias, P.: The rheological properties of rocks in a compressional ductile shear zone, pyllite-quartzite series, Peloponnese	353

ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ – GEOMORPHOLOGY

Βαϊόπουλος, Δ., Σκιάνης, Γ.Α., Τσάρμπος, Β. & Β., Σαμπώ: Ένα τρισδιάτατο μοντέλο μορφολογικής εξέλιξης ορεινού όγκου λόγω της διαβρωτικής δράσης των υδάτων	
A 3-D Model the morphological evolution of a mountain, as a result of fluvial processes	363
Γαλανάκης, Δ.: Μορφολογική διαφοροποίηση της λεκάνης του Αλμυρού και ο ρόλος της πρόσφατης ρηξιγενούς τεκτονικής	
Brittle tectonic and morphological alteration of Almyros basin	371
Καρύμπαλης, Ε., Τέγου, Μ. & Ο., Τσαλκιτζή: Διερεύνηση παραγόντων διαμόρφωσης των Δέλτα της Κεντρικής Ελλάδας	
Study of delta formation factors at Central Greece	381
Λειβαδίτης, Γ. & Α., Αλεξούλη – Λειβαδίτη: Μορφολογία της νήσου Τήνου	
Geomorphology of the island of Tinos	389
Αυκούδη, Ε.: Γεωμορφολογική εξέλιξη της λεκάνης απορροής του άνω ρού του Αχελώου	
Geomorphic evolution of the upper reaches of the drainage basin of Acheloos river	397
Μαριολάκος, Η. & Δ., Θεοχάρης: Μετατοπίσεις των ακτογραμμών στο Σαρωνικό κατά τα τελευταία 18.000 χρόνια και η Κυχρεία Παλαιολίμνη	
Shorelines displacement in the Saronic gulf area during the last 18.000 years and the Kihrea Paleolake	405
Μπουζίνος, Α., Παπαζήσιμου, Σ., Χρηστάνης, Κ. & Π.Κ., Τζεδάκης: Το «πλωτό» έλος της λίμνης Βουλκαρίας (Ν. Αιτωλοακαρνανίας)	
The floating mire of Voulkaria lake (Prefecture of Aitoloakarnania)	415
Ξειδάκης, Γ. & Π., Δελημάνη: Γεωμορφολογική ταξινόμηση των ακτών της Θράκης κατά Valentin	
Geomorphological classification of the Thrace coasts after Valentin	423
Παπαδοπούλου - Βρυνιώτη, Κ.: Ανθρωπογενείς παράγοντες στη γεωμορφολογική εξέλιξη της Β.Α. και Α. των λουτρών της Αιδηψού περιοχής (Β. Εύβοια)	
Anthropogenic factors in the geomorphological evolution of the NE and E region of the Loutra Aedipsus area (N. Evia-Hellas)	433
Παπαδοπούλου - Βρυνιώτη, Κ. & Θ., Μπέλλος: Γεωμορφολογικές παρατηρήσεις σε καρστικές γεωμορφές των ορεινών όγκων Παρνασσού, Ελικώνα, Γκιώνας (Ελλάδα)	
Geomorphological observation in karst landforms in the mountains	1.128
of Parnassos – Helikon – Giona (Greece)	439
Σαμπώ, Β., Γκουρνέλος, Θ., Ευελπίδου, Ν. & Α., Βασιλόπουλος: Δημιουργία βάσης δεδομένων και χάρτη επικινδυνότητας διάβρωσης της περιοχής της λίμνης Τριχωνίδας χρησιμοποιώ- ντας κανόνες ασαφούς λογικής σε περιβάλλον Γ.Σ.Π.	
Data base and erosion risk map creation at Trichonida lake using fuzzy sets and G.I.S	443

Ψιλοβίκος, Α., Βαβλιάκης, Ε., Βουβαλίδης, Κ. & Ε., Παπαφιλιππου – Πέννου: Γεωμορφολογικες, υδρογραφικές και ιζηματολογικές διεργασίες στη λεκάνη των Σερρών που οφείλονται στη δράση της ρηξιγενούς τεκτονικής του Τεταρτογενούς	
Geomorphological, hydrographical and sedimentological processes at the Serres basin due to quaternary fault tectonics	451
Maroukian, H., Palyvos, N., Pavlopoulos, K. & E., Nicolopoulos: Palaegeographic evolution of the Kerinthos coastal area (NE Evia island) during the late Holocene	459
Persson, K.S. & D., Sokoutis: Erosion of orogenic wedges - a sandbox view	467
Riedl, H.: The Palaokarst of Chios and Pholegandros - types of widespread karst generations in Greece	475
Zelilidis, A.: Drainage evolution and river flooding related to tectonic and human activities	483

ΤΟΜΟΣ 2 – VOLUME 2 ΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΑ - ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ - ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΑ - ΓΕΩΤΟΠΟΙ PALAEONTOLOGY - STRATIGRAPHY - MARINE GEOLOGY SEDIMENTOLOGY - GEOSITES

ΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΑ – PALAEONTOLOGY

Μαρκοπούλοι	υ - Διακαντώνη, Α.: Παλαιοοικολογικές παρατηρήσεις στους κοραλλιογενείς υφάλους του ανωτέρου Τορτονίου μεταξύ των επαρχιών Βιάννου και Ιεράπετρας (ΝΑ Κρήτη)	
	Paleoecological observations of the corals reefs of the upper Tortonian between Viannos - Ierapetra provinces (SE Crete)	. 495
Μαρκοπούλου	υ - Διακαντώνη, Α., Μίρκου, Ρ.Μ. & Μ. Παπαδάκη: Η ανεύρεση βρυοζώων στο κατώτερο Πλειόκαινο Κρήτης (Μαρωνία, Επαρχία Σητείας). Συστηματική – Παλαιοοι- κολογία	
	The finding of bryozoans from the lower Pliocence of Crete (Maronia – Sitia). Systematics – Paleoecology	. 503
Συμεωνίδης,	N.K. & B.I., Γιαννόπουλος: Πλειστοκαινικές πανίδες του σπηλαίου «Γλυφάδα» Διρού Λακωνίας	
	Pleistocene faunas of "Glyfada" cave, Diros, Laconia	. 515
Συμεωνίδης,	N., Μαρκοπούλου - Διακαντώνη, Α. & Β., Γιαννόπουλος: Μια νέα εμφάνιση κρητιδι- κών εχίνων στην περιοχή Παλαιοκάστρου Στυλίδας Νομού Φθιώτιδας	
	A new evidence of cretaceous echinoids at the region Paleokastro of Stylis area (Fthiotida district)	. 523
Athanassiou,	A.: New findings of fossil large mammal remains in the Penios valley (Area of Larissa, Thessaly, Greece)	. 533
Myftari, S., B	Bako, M., & B., Myftari: The study of lepidocyclina (eulepidina) (foraminifera) from middle Oligocene to lower Miocene of South Albania	. 541
Prillo, S., Me	caj, T. & J., Prillo: Other coiling changes in <i>Globoratalia Acostaensis</i> unknown till now in Mediterranean area	. 549

$\Sigma TP\Omega MATO \Gamma PA \Phi IA - STRATIGRAPHY$

Γεραγά, Μ., Τσαϊλά - Μονοπώλη, Σ., Παπαθεοδώρου, Γ., Ιωακείμ, Χ. & Γ., Φερεντίνος: Συμβολή της παραγοντικής ανάλυσης στη μελέτη του παλαιοκλίματος και της παλαιοωκεανο- γραφίας στο ΝΔ-κό Αιγαίο Πέλαγος	
Contribution of factor analysis to the study of paleoclimatic and paleoceanographic variability in SW Aegean sea, Greece	557
Ζαμπετάκη-Λέκκα, Α. & Α., Αλεξόπουλος: Νέα δεδομένα επί της στρωματογραφίας του Δογγερίου- Κενομανίου της σειράς της Τρίπολης στην Κεντρική Κρήτη	
New data on the Dogger - Cenomanian stratigraphy of Tripolitza series in Central Crete	565
Μαρκοπούλου-Διακαντώνη, Α. & Γ., Καγκιούζης: Ωτόλιθοι από το κατώτερο Πλειόκαινο της τομής Πρασσιών (Ρέθυμνο, Κρήτη). Συστηματική παλαιοοικολογία	
Otoliths from the lower Pliocene of the section Prassies (Rethymnon, NW – Crete). Systematics – Paleoecology	577
Μερμύγκη, Α., Μαρκοπούλου - Διακαντώνη, Α. & Α., Ζαμπετάκη - Λέκκα: Νέα παλαιοντολογικά και στρωματογραφικά δεδομένα επί της ανωκρητιδικής επίκλυσης στην ζώνη Ανατολι- κής Ελλάδας (Μαρμέϊκο, Πτώον Όρος, Βορειοανατολική Βοιωτία)	
New paleontological and stratigraphical data on the upper – cretaceous transgression of the Pelagonian zone s.l. (Marmeiko, Ptoon Mt. NE Beotia)	585
Σινέκογλου, Α., Μαρκοπούλου - Διακαντώνη, Α. & Ο., Dragastan: Η συμβολή των οικοζωνών στην οικοστρωματογραφία. Παράδειγμα η πλειο-πλειοστοκαινική λεκάνη Μαγούλας- Καράτουλας (Ηλεία, ΒΑ Πελοπόννησος)	
The contribution of the ecozones to the ecostratigraphy. As an example the Plio - Pleistocene basin of Magoula – Karatoulas (Ilia, NE Peloponnesos)	593
Φουντούλης, Ι., Μαρκοπούλου-Διακαντώνη, Α., Μπακοπούλου, Α., Μωραϊτη, Ε., Μίρκου, Μ.Ρ. & Χ., Σαρόγλου: Η παρουσία θαλάσσιων πλειοκαινικών ιζημάτων στην Μεσοελληνι- κή Αύλακα (Όχθες Πραμορίτσα, Γρεβενά)	
The presence of marin Pliocene sendiments in the Mesohellenic Trough (Pramoritsa banks, Grevena, Greece)	603
Buli, K., Prillo, S., Buli, N., Kumati, L. & R., Roqi: Messinian biostratigraphy based on foraminifera and ostracodes in Ionian zone of Albania	613
Danelian, T., Bonneau, M., Cadet, J.P., Poisson, A. & B., Vrielynck: Palaeoceanographic implications of new and revised bio-chronostratigraphic constraints from the Profitis Ilias Unit (Rhodes, Greece)	619
Drinia, H.: Palaeoenvironmental significance of a late Miocene benthic foraminifera fauna from Apostoli Formation, Central West Crete, Greece	627
Guri, S., Gjani, L., Ranxha, S., Guri, M. & A., Xhaxhiu: Sequence stratigraphy, quaternary basin analyses in the Adriatic Foredeep	635
Triantaphyllou, M.: Quantative calcareous nannofossil biostratigraphy of Bay Akrotiri section (Cefallinia island, W. Greece). Tracing the gephyrocapsid size-trend in an early Pleistocene terrigenous sequence	645

ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑ - MARINE GEOLOGY

Περισοράτης, Κ., Κονισπολιάτης, Ν., Ζημιανίτης, Ε., Γαλανοπούλου, Σ. & Π., Ζαχαράκη:
Υποθαλάσσιες γεωλογικές έρευνες στην ευρύτερη περιοχή του κόλπου του Ναυαρίνου,
Νότιο Ιόνιο
Marine geological researches in the greater bay of Navarino area, Southern Ionian sea 655

Χασιώτης, Θ., Παπ ανάλι (Πλα	αθεοδώρου, Γ. & Γ., Φερεντίνος: Επιφανειακά κατολισθητικά φαινόμενα και υση ευστάθειας υποθαλάσσιων πράνων στην πλαγιά μεταξύ Κέρκυρας – Παξών γιά Δυτ. Ελλάδας)	
Surfic and P	cial mass movements and submarine slope stability analysis between Kerkyra Paxi slope (Western Greek slope)	663
Lykousis, V., Rousa of a l	kis, G., Pavlakis, P. & M., Alexandri: Stratigraphy and dating arge slumping event in the Northern Aegean	671
Ravasopoulos, J., Pa on the	apatheodorou, G. & J., Kapolos: Effects of an active pockmark field e distribution of heavy metals of surficial sediments in the Gulf of Patras, Greece	679
	IZHMATOΛΟΓΙΑ – SEDIMENTOLOGY	
Αλμπανάκης, Κ., Ψ της Π	ιλοβίκος, Α. & Κ., Βουβαλίδης: Ορισμένα χαρακτηριστικά του νέου ταμιευτήρα Ιλατανόβρυσης που επηρεάζουν το ποτάμιο σύστημα του Νέστου	
Some that a	e characteristics of the new reservoir of Platanovrysi affect the river Nestos system	691
Κατή, Μ.: Φάσεις εί (Ζάκι	ζωτερικής κλιτύος των ηωκαινικών ασβεστόλιθων στην τομή των Αγίων Πάντων υνθος, Δυτική Ελλάδα)	
Toe-c (Zaky	of-slope facies of the Eocene limestones in Aghioi Pantes sequence ynthos island, Western Greece)	699
Κανελλόπουλος, Θ. α Μελέ Προδ	Δ., Καψιμάλης, Β., Αγγελίδης, Μ.Ο., Καμπέρη, Ε. & Α., Καραγεώργης: έτη των σύγχρονων ιζηματογενών διεργασιών στο Μέτωπο του Δέλτα και στο έλτα του ποταμού Έβρου, ΒΑ Αιγαίο Πέλαγος	
Cons and p	ideration of modern sendimentary processes of the Evros river delta front prodelta, NE Aegean sea	709
Καραλή - Βουδούρι Κόλπ	η, Α., Λειβαδίτης, Γ. & Α., Μέττος: Μελέτη παράκτιων ιζημάτων περιοχής του Λουτρακίου	
Study	y of the coastal sediments of the Loutraki gulf area	717
Περισοράτης, Κ., Α τραπε ιζημό	νδρινόπουλος, Α., Ζημιανίτης, Ε. & Π.Ζαχαράκη: Η δημιουργία και ανάπτυξη εζών μεταπληροφοριών: το πρόγραμμα Euromarsin για τα δείγματα θαλάσσιων άτων	
The effort the	establishment of metadatabase: The program Euromarsin ne marin sediments samples	725
Πούλος, Σ.Ε., Δρακ των π (Νότι	όπουλος, Π.Γ., Λεοντάρης, Σ.Ν., Τσαπάκης, Ε. & Ε., Χατζηγιάννη: Ο ρόλος ταλιρροϊκών ρευμάτων στη σύγχρονη ιζηματογένεση του Διαύλου Αυλίδας ιος Ευβοϊκός Κόλπος)	
The c of the	contribution of tidal currents in the sedimentation e Strait of Avlida, Southern Evoikos Gulf (Greece)	731
Τσαλκιτζή, Ο. & Γ.,	, Αναστασάκης: Άνω Τεταρτογενής ιζηματογένεση στη λεκάνη των Βαλεαρίδων	
Late	quaternary sedimentation in the Balearic basin	737
Χριστοδουλοπούλοι μικρα σου	υ, Τ.Α., Τσώλη - Καταγά, Π., Κούκης, Γ.Χ. & Ν., Κοντόπουλος: Μελέτη οδομών αργιλικών ιζημάτων: εφαρμογή σε μαργαϊκά ιζήματα της Β. Πελοποννή-	
The sof ma	study of the microstructures of clay sediments: a case study arly sediments from N. Peloponnese	745

Ananiadis, G. & A., Zelilidis: Depositional environments of tertiary turbiditic sediments in Metsovo Basin, NW Greece
Hrissanthou, V. & A., Psilovikos: Distributed modeling of soil erosion and sediment transport
Neumann, P.: Turbidite deposition in the Early Late Cretaceous Pindos Basin (External Hellenides)
Solakius, N. & M., Kati: The palaeogeographic distribution of stromatolites in the Parnassus zone, Central Greece, during the early to middle Paleocene
Vacalas, J., Ananiadis, G., Mpourlokas, J., Poulimenos, D., Getsos, K., Pantopoulos, G., Avramidis, P., Zelilidis, A. & N., Kontopoulos: Palaeocurrent directions as an indicator of Pindos foreland evolution (central and southern part), Western Greece
ΓΕΩΤΟΠΟΙ – GEOSITES

Θεοδοσίου - Δ	Δρανδάκη, Ε.: Γεωλογικό πλαίσιο για την επιλογή γεώτοπων σύμφωνα με τις προδια- γραφές της Διεθνούς Ένωσης Γεωεπιστημών (IUGS) και της Ευρωπαϊκής Εταιρείας για τη Διατήρηση της Γεωλογικής – Γεωμορφολογικής Κληρονομιάς (ProGEO). Πρώτη Φάση: Ετοιμασία ενός πρώτου πλαισίου σε επίπεδο χώρας	
	Framework for the geosites selection according to the International Union of Geological Sciences (IUGS), and the European Association for the Conservation of Geological - Geomorphological heritage (ProGEO). First phase: an attempt for a country framework	5
Θεοδοσίου - 2	Αρανδάκη, Ε., Παπαδοπούλου - Βρυνιώτη, Κ. & Α., Μαρκοπούλου - Διακαντώνη: Γεωλογικό πλαίσιο για την επιλογή γεώτοπων σύμφωνα με τις προδιαγραφές της Διεθνούς Ένωσης Γεωεπιστημών (IUGS) και της Ευρωπαϊκής Εταιρείας για τη Διατήρηση της Γεωλογικής – Γεωμορφολογικής Κληρονομιάς (ProGEO).	
	Δεύτερη Φάση: άνοιγμα μιας συζήτησης στη χώρα, δημοσίευση του πλαισίου, βελτίω- ση-συμπλήρωση του πλαισίου	
	Framework for the geosites selection according to the International Union of Geological Sciences (IUGS), and the European Association for the Conservation of Geological - Geomorphological heritage (ProGEO). 2nd phase: opening of a discussion in the country, publishing and more	
	or less finalizing the country framework	3
Serjani, A., H	allaci, H., Neziraj, A. & A., Hallaci: Karst and geotops of karst origin in Albania	1
Ро́кка, А.: Н	γεωλογία στην Α΄ Βάθμια Εκπαίδευση. Δυνατότητες και προοπτικές	
	Geology in primary education; Potential and perspectives	9

ΤΟΜΟΣ 3 – VOLUME 3 ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ - ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ - ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑ - ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ ΒΙΟΜΗΧΑΝΙΚΑ ΟΡΥΚΤΑ - ΕΝΕΡΓΕΙΑΚΕΣ ΠΡΩΤΕΣ ΥΛΕΣ MINERALOGY - PETROLOGY - ORE DEPOSITS - GEOCHEMISTRY INDUSTRIAL MINERALS - ENERGY RESOURCES

ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ - MINERALOGY

Βασιλάτος, Χ., Κ., Μπάρλας, Κ., Σταματάκης, Μ. & Σ., Τσιβίλης: Βολφραμίτης-αντιμονίτης Ριζανών Λαχανά Νομού Κιλκίς. Δυνατότητα χρήσης τους ως ευτηκτικών στην παρα- σκευή τσιμέντου	
Wolframite – stibnite mineral assemblages from Rizana Lachanas, Macedonia, Greece and their possible use as flux agent in the manufacturing of clinker	827
Δήμου, Ε.: Τα αλογονούχα ορυκτά ατακαμίτης, ιωδαργυρίτης, χλωραργυρίτης, στην επιθερμική μεταλλοφορία χρυσού του Προφήτη Ηλία της Μήλου και η σημασία τους	
The alogenide minerals atacamite, iodargyrite in the epithermal gold mineralization of Profitis Ilias Milos island and their importance	835
Περγαμάλης, Φ., Καραγεωργίου Δ.Ε., Κουκούλης, Α. & Ι., Κατσίκης: Ορυκτολογική και χημική σύσταση άμμων παράκτιας ζώνης Νεας Περάμου – Λουτρών Ελευθέρων Ν. Καβάλας	
Mineralogical and chemical composition of sand ore deposits in the seashore zone N. Peramos - L. Eleftheron (N. Greece)	845
Τσιραμπίδης, Α. & Θ., Παπαλιάγκας: Ορυκτολογική σύσταση και φυσικά χαρακτηριστικά μαργαϊκών εδαφών Ηράκλειου Κρήτης	
Mineralogical composition and physical characteristics of marly soils from Heraklion Crete	851
Kitsopoulos, K., Scott, P., Jeffrey, C. & N., Marsh: The mineralogy and geochemistry of zeolite-bearing volcanics from Acrotiri (Santorini island) and Polyegos (Milos group of islands), Greece. Implications for geochemical classification diagrams	859
Papoulis, D. & P., Tsolis-Katagas: Kaolinization processes in the phyolitic rocks of Kefalos, Kos island, Aegean Sea, Greece	867
Papoulis, D. & P., Tsolis-Katagas: Kaolin deposits of Leucogia, Rhodope, Greece: Processes of Kaolinization	875
Perdikatsis, V. & V., Psycharis: X-Ray powder diffraction of mineralogical samples by X-Ray goebel mirrors	883

ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ - PETROLOGY

Ιωαννίδης, Ν. & Σ., Σκλαβούνος: Ενδείξεις υπερ-υψηλής πίεσης μεταμόρφωσης αμφιβολιτικών ξενόλιθων εντός του γρανίτη της Αρναίας	
Indications for ultra-high pressure metamorphism of amphibolite xenolith in the Arnea granite	893
Arikas, K., Pape, M., Σερέλης, K. & A., Τσαγκαλίδης: Πετρολογική – ορυκτολογική μελέτη των μεταβασιτών (πρασινιτών) της Λαυρεωτικής γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού τους	901
Eleftheriadis, G., Frank, W. & K., Petrakakis: 40 Ar/39/Ar dating and cooling history of the Pangeon granitoids, Rhodope Massif (Eastern Macedonia, Greece)	911
Lamera, S., Seymour, K., Vamvoukakis, C., Kouli, M., Paraskevas, E. & Pe-Piper: The Polychnitos ignimbrite of Lesvos island	917

Mariolakos, K.: Schreinemakers diagrams of quinary systems with K+2 phases: A systematic classification	23
Mposkos, E. & D., Kostopoulos: Ultrahigh-pressure metamorphism of crustal rocks from the Rhodope metamorphic province: evidence from coesite, diamond and majoritic garnet in eclogites and metapelites	31
Mposkos, E. & M., Perraki: High pressure alpine metamorphism of the Pelagonian allochthon in the Kastania area (Southern Vermion), Greece	39
Mposkos, E., Kostopoulos, D. & A., Krohe: Low-P/High-T pre-Alpine metamorphism and medium-P Alpine overprint of the pelagonian zone documented in high-alumina metapelites from the Vernon massif, Western Macedonia, Northern Greece	19
Ozpinar, Y.: Petrographical, petrochemical investigation of Sandikli volcanic and usability of these rocks as trass, in Afyon region (Western Anatolia), Turkey	59
Papadopoulou, L., Christofides, G., Broecker, M., Koroneos, A., Soldatos, T. & G., Eleftheriadis: Petrology, geochemisty and isotopic characteristics of the shoshonitic plutonic rocks from Maronia area, West Thrace, Greece	67
Perraki, M. & E., Mposkos: New constraints for the alpine HP metamorphism of the Ios basement, Cyclades, Greece	17
Reischmann, T., Kostopoulos, D., Loos, S., Anders, B., Avgerinas, A. & S., Sklavounos: Late palaeozoic magmatism in the basement rocks Southwest of Mt. Olympos, Central Pelagonian zone, Greece: Remnants of a permo-carboniferous magmatic arc	35
Vlahou, M., Christofides, G., Eleftheriadis, G., Pinarelli, L. & A., Kassoli-Fournaraki: Major, trace element and Sr-isotope characterization of the Samothraki tertiary volcanic rocks, NE Aegean)5
ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑ - ORE DEPOSITS	
Βουδούρης, Π.: Ορυκτοχημικές συγκρίσεις μαφικών ορυκτών και συνθήκες σχηματισμού των μεταλλοφοριών πορφυρικού τύπου Κασσιτερών (Σάππες) και Παγώνης Ράχης (Κίρ-	

Περγαμάλης, Φ., Καραγεωργίου, Δ. & Α., Κουκούλης: Συμβολή της ακτινοβολίας γ στον εντοπισμό		
αποθεματικού δυναμικού Τί, σπάνιων γαιών Th, U, Au παράκτιας ζώνης Νέας Περά-		
μου - Λουτρών Ελευθέρων, Ν. Καβάλας		

Τόμπρος, Σ. & Κ., Σέϋμουρ: Υπολογισμός φυσικοχημικών παραμέτρων ΣS, ΣC, a_{H2S}, Ι και του περιεχομένου σε πετρογενετικά και μεταλλικά ιόντα, του υδροθερμικού ρευστού, της πολυμεταλλικής μεταλλοφορίας Au-Ag-Te της περιοχής Πανόρμου-Λαρδιάδων, Τήνου, Κυκλάδες

Τόμπρος, Σ. & Κ., Σέϋμουρ: Υπολογισμός φυσικοχημικών παραμέτρων f _{s2} , f _{o2} , f _{c02} , f _{re2} , a _{s2} , a _{o2} και pH του μεταλλόφορου διαλύματος, της πολυμεταλλικής μεταλλοφορίας Au-Ag-Te της περιοχής Πανόρμου-Λαρδιάδων, Τήνου, Κυκλάδες		
Calculaton of the physicochemical parameters f_{s2} , f_{o2} , f_{c02} , f_{re2} , a_{s2} , a_{o2} and pH in the hydrothermal fluid that has precipitated Au-Ag-Te ores in Panormos - Liardiades bay area, Tinos island, Cyclades		
Gjoni, V.: Mali I, Lopes - 10 Korriku - Theken - Ternove chromite deposits and their potential 1049		
 Kilias, S.P., Naden, J., Leng, M. & I., Cheliotis: Fluid inclusion thermometric and stable isotope (δ¹⁸0-δD) evidence for "cryptic boiling" in the Profitis Ilias epithermal gold deposit, Milos: a potential exploration tool for epithermal gold		
Kitsopoulos, K., Scott, P. & C., Jeffrey: ISO 9000 quality assurance certification in the mining sector of Greece		
Melfos, V., Vavelidis, M. & K., Arikas: A new occurrence of argentopentlandite and gold from the Au-Ag-rich copper mineralisation in the Paliomylos area, Serbomacedonian massif, Central Macedonia, Greece		
Shawh, A. & D., Constantinides: The Sappes gold project		

$\Gamma E \Omega X H M E I A - G E O C H E M I S T R Y$

Αρβανίτης, Α., γ γ Ν	Φυτίκας, Μ., Καβουρίδης, Θ. & Γ., Καρυδάκης: Γεωχημικά χαρακτηριστικά των εωθερμικών ρευστών της περιοχής Θερμοπηγής-Σιδηροκάστρου (Λεκάνη Στρυμόνα, Μακεδονία)	
	Geochemical characteristics of geothermal fluids in Thermopigi - Sidirokastro area (Strymon basin, Macedonia)	
Δημητριάδης, Α χ	Α.: Παγκόσμια γεωχημική χαρτογράφηση για τη διαχείριση του περιβάλλοντος στη νέα ιλιετία	
C	Global Geochemical baselines for environmental management n the new millennium 1093	
Δημητριάδης, Α	Α.: Περιβαλλοντική γεωλογία: κλάδος των γεωπιστημών ή όρος της αγοράς;	
E	Environmental geology: Branch of geosciences or a marketing term? 1101	
Μαργαρίτης, Ι. δ	: Συμβολή των ορυκτολογικών κοκκομετρικών και γεωχημικώ χαρακτηριστικών δελταϊκών αποθέσεων στη συγκέντρωση ¹³⁷ Cs στο ίζημα	
0	Contribution of mineralogical sedimentological and geochemical characteristics of deltaic deposits in the ¹³⁷ Cs sediment concertation	
Σαχανίδης, Ι., Γ τ δ	Γεωργακόπουλος, Α., Φιλιππίδης, Α. & Α., Κασώλη - Φουρναράκη: Περιεκτικότη- α σε ιχνοστοιχεία των μαργαϊκών ενστρώσεων της λιγνιτοφόρου λεκάνης Πτολεμαϊ- δας-Αμύνταιου, Δ. Μακεδονία	
r V	Frace element contents in marls of the Ptolemais – Amynteon lignite basin, Western Macedonia, Greece	
Σκουλικίδης, Ν.: Τα επίπεδα και η πιθανή προέλευση των βαρέων μετάλλων στα επιφανειακά ιζήματα της λίμνης Βεγορίτιδας		
I	Levels and possible sources of heavy metals in surficial sediments of lake Vegoritis 1123	
Demetriades, A a	.: Applied geochemistry in the twenty-first century: mineral exploration and environmental surveys	
Kamel, O., El M	Mahallawi, M.M. & H.M., Helmy: Geochemistry of Umm Rus gold - quartz veins, Central Eastern Desert Egypt. A new contribution	

BIOMHXANIKA OPYKTA – INDUSTRIAL MINERALS

Καντηράνης, Ν., Τσιραμπίδης, Α., Φιλιππίδης, Α., Κασώλη-Φουρναράκη, Α. & Β., Χρηστάρας: Βιομηχανικές χρήσεις των ανθρακικών πετρωμάτων της νήσου Θάσου (Ελλάς)	
Industrial uses of carbonate rocks from Thassos island (Greece) 114	7
Μάραντος, Ι., Κοσιαρής, Γ., Περδικάτσης, Β., Καράνταση, Σ., Καλοείδας, Β. & Χ., Μαλαμή: Αξιολόγηση εξαλλοιωμένων πυροκλαστικών από περιοχές του Νομού Ροδόπης σαν συστατικών ποζολανικών τσιμέντων	
Evaluation of altered pyroclastics from Rhodope prefecture, Thrace, Greece as constituents of pozzolanic cements	5
Christidis, G. & P., Makri: Determination of kaolinite and halloysite crystallite size with X-Ray diffraction: implications for industrial applications	3
Christidis, G., Triantafyllou, G. & T., Markopoulos: Evaluation of an Upper Cretaceous limestone from the area of Arta for lime production	9
Vlahou, M., Christofides, G., Sikalidis, K., Kassoli - Fournaraki, A. & G., Eleftheriadis: Upgrading of K-feldspars of Samothraki island (NE Aegean Sea) igneous rocks	
for use in the ceramic and glass industry	7

ΕΝΕΡΓΕΙΑΚΕΣ ΠΡΩΤΕΣ ΥΛΕΣ - ENERGY RESOURCES

Αντωνιάδης, Π.Α., Βλάχου, Α., Αμπατζή, Σ.Μ., Khanaga, P. & W., Riegel: Πρόδρομη ανθρακοπε- τρογραφική μελέτη του λιγνιτικού κοιτάσματος Αχλάδας Ν. Φλωρίνης
Preliminary coal petrographic study of the Achlada lignite deposit in the Florida domain
Καλαϊτζίδης, Σ., Παπαζήσιμου, Σ. & Κ., Χρηστάνης: Συνθήκες γένεσης του λιγνίτη του Γκραίκα, Βόρεια Πελοπόννησος
Forming conditions of the Graikas lignite, N. Peloponnese
Καπίνα, Β., Γεωργακόπουλος, Α., Κασώλη-Φουρναράκη, Α. & Α., Φιλιππίδης: Μελέτη της συμπεριφοράς του λιγνίτη του νότιου πεδίου της λεκάνης Πτολεμαϊδος κατά την πυρόλυση
Study of behaviour of southern field lignite, Ptolemais lignite basin, during pyrolysis 1205
Νικολάου, Κ.: Προέλευση και μηχανισμός μετανάστευσης των κυριώτερων ενδείξεων υδρογονανθρά- κων της Δυτικής Ελλάδας
Origin and migration mechanism of the main hydrocarbon seeps in western Greece
Προέδρου, Π.: Κοίτασμα αερίου Νοτίου Καβάλας-Ταφρογενής λεκάνη Πρίνου-
South Kavala Gas Field - Taphrogenetic Prinos Basin
Iordanidis, A. & A., Georgakopoulos: Aspects of thermal behavior of Amynteo lignites, Northern Greece, determined by thermogravimetry
Karakitsios, V., Rigakis, N. & I., Bakopoulos: Migration and trapping of the Ionian series hydrocarbons (Epirus, NW Greece)
Kocı, R., Gjika A., Avdulaj, Q. & S., Koci: The model of gas pool formation in Frakulla area, Albania
Panilas, S. & G., Hatziyannis: The distribution of the trace element contents in lignite and ash from Drama lignite deposit, using multivariate statistical analysis
Rigakis, N., Roussos, N., Kamberis, E. & P., Proedrou: Hydrocarbon gas accumulations in Greece and their origin

ΤΟΜΟΣ 4 - VOLUME 4 ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ - ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑ ΑΡΡLIED GEOPHYSICS - SEISMOLOGY

ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ - APPLIED GEOPHYSICS

Αποστολίδης,	Π., Ρουμελιώτη, Ζ., Ραπτάκης, Δ. & Κ., Πιτιλάκης: Προσδιορισμός ταχυτήτων διατμητικών κυμάτων με τη μέθοδο του μικροθορύβου στο EuroseisTest
	Determination of the shear wave velocities by the method microtremor on EuroseisTest 1277
Βαργεμέζης, Ι	Γ., Φίκος, Η., Μερτζανίδης, Ι., Ζανανίρι, Ε., Ρουμελιώτη, Ζ., Ζούρος, Ν., Κόντης, Ε. & Η., Βαλιάκος: Γεωφυσική έρευνα εντοπισμού θαμμένων απολιθωμένων κορμών στο απολιθωμένο δάσος Σιγρίου της νήσου Λέσβου
	Geophysical survey to the Petrified Forest of Sigri in Lesvos Island (North Aegean)
Μερτζανίδης,	Ι.Κ., Τσόκας, Γ.Ν. & Ι.Ν., Σάχαλος: Αναλυτική επίλυση του προβλήματος του προσδιορισμού των ηλεκτρομαγνητικών παραμέτρων για δομή δύο στρωμάτων - εφαρμογές στη περιβαλλοντική γεωλογία
	A direct solution for dielectric and geometric parameters of lossy two - layered media - applications in environmental geology
Παπαδόπουλο	ις, Τ.Δ., Αλεξόπουλος, Ι.Δ. & Π.Ι., Καμπούρης: Μια συγκριτική μελέτη διερεύνησης της δομής του υποβάθρου με την εφαρμογή συμβατικών γεωφυσικών μεθόδων ανάλυσης
	A comparative study for structural bedrock delineation by using conventional geophysical methods
Παπαδόπουλο	ς, Τ., Καμπούρης, Π. & Ι., Αλεξόπουλος: Λεπτομερής διερεύνηση της ρηχής δομής με τη μέθοδο της σεισμικής διάθλασης και τη χρήση διαφορετικών τεχνικών ανάλυσης
	Detailed shallow structure seismic refraction investigation, with the application of different processing techniques
Παπαδόπουλο	ς, Τ., Αλεξόπουλος, Ι., Καμπούρης, Π., Τόλης, Σ. & Σ., Καβουνίδης: Συμβολή μοντέρνων μεθόδων γεωσεισμικής διασκόπησης στη διερεύνηση της υπόγειας δομής. Μια εφαρμογή στην περιοχή της Καλογρέζας
	Contribution of modern seismic methods for subsurface investigations. An applicaton at Kalogreza area (Athens)
Παπαθεοδώρο	ου, Γ., Στεφάτος, Α., Γεραγά, Μ., Χάλαρη, Α., Χριστοδούλου, Δ., Φερεντίνος, Γ., Παλαιοκρασάς, Α., Τζάλας, Χ., Fahmy, Μ.Ε. & S.A., Omer: Αναζήτηση ενάλιων κινητών και ακινήτων μαρτυριών ανθρώπινης δραστηριότητας στην Αλεξάνδρεια (Αίγυπτος), με σύγχρονες γεωφυσικές μεθόδους-προκαταρκτικά αποτελέσματα
	A reconnaissance marine geophysical survey in Alexandria, Egypt, for the detection of ancient shipwrecks and other traces of human activity
Παπαθεοφάνο	υς, Γ., Σκιάνης, Γ., Παπαδόπουλος, Τ. & Σ., Νικολάου: Συνδυασμός των μεθόδων φυσικού δυναμικού και γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων για την διερεύνηση της υπεδαφικής στρωματογραφικής δομής
	A combination of self-potential and Schlumberger VES measurements for subsurface layering investigations
Σκιάνης, Γ., Π	Ιαπαδόπουλος, Τ. & Δ., Βαϊοπουλος: Μελέτη του πεδίου φυσικού δυναμικού, που παράγεται από λεπτή μεταλλοφόρο φλέβα, σε ηλεκτρικά ομογενές και εγκάρσια ανισότροπο υπέδαφος
	A study of the self-potential field produced by a polarised inclined sheet in an electrically homogeneous and transversely anisotropic ground

Τσόκας, Γ.Ν., Βαργεμέζης, Γ., Σούλιος, Γ., Μερτζανίδης, Ι. & Π., Τσούρλος: Διασκόπηση με τη μέθοδο του γεωραντάρ για εντοπισμό θαμμένων αρχαιοτήτων σε περιοχή ανέγερσης χώρου στάθμευσης αυτοκινήτων στη Λαμία	
Geophysical prospecting for buried antiquities by means of the G.P.R. method in a parking construction area in Lamia	\$51
Kambouris, P., Alexopoulos, J. & T., Papadopoulos: Downhole seismic logging for detailed P-S waves velocity determination	\$57
Louis, I.: Prospecting for voids with vertical radar profiling	63
Louis, I.: Subsurface fault imaging using crosshole tomographic methods	71
Savvaidis, A., Tsokas, G., Tsourlos, P., Vargemezis, G., Chrysostomou, A. & P., Crysostomou: A geophysical survey in the archaeological site of Archontiko, Yannitsa	179
 Tsourlos, P., Vargemezis, G., Tsokas, G., Alexandrou, K. & P., Tzeli: Geophysical prospection for mapping of the qanat systems: apllication to the qanat system of Agia Paraskevi - Choartiati of Thessaloniki (N. Greece)	85
Zananiri, I.: The method of anisotropy of magnetic susceptibility: theory and applications. A case study from the Rhodope massif	93

ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑ - SEISMOLOGY

Δανάμος, Γ.Δ.	, Λέκκας, Ε.Λ. & Σ.Γ., Λόζιος: Ο σεισμός στο Gujarat, Δυτική Ινδία (26 Ιαν. 2000). Ένα γεωδυναμικό επεισόδιο σε ενδοηπειρωτικό περιβάλλον συμπίεσης;
	The Gujarat, West India, earthquake (Jan 26 th 2001). A geodynamic event in an intraplate compressional regime?
Δράκος, Α. &	Σ., Στείρος: Ο σεισμός του 365 μ.Χ. Από το θρύλο στην προσομοίωση
	The AD 365 earthquake. From legend to modelling
Κουσκουνά, Β	B.: Ο σεισμός της (28 ^{ης} Δεκεμβρίου 1891) 9 ^{ης} Ιανουαρίου 1892 στη Λάρισα
	The (December 28th, 1891) January 9th, 1892 Larissa (Central Greece) earthquake
Μητρόπουλος	3, Π., Notsu, K., Igarashi, G., Mori, Τ., Δελήμπασης, Ν. & Ν., Κακκαβάς: Μεταβολές της συγκέντρωσης ραδονίου σε υπόγεια νερά πριν από όλες τις σεισμικές δονήσεις (Μ≥ 2.5), από το Σεπτέμβριο 1998 έως τον Ιανουάριο 1999, στην περιοχή του ρήγματος της Αταλάντης
	Radon concentration changes in ground water prior all the earthquakes ($M \ge 2.5$) occurred from September 1998 to January 1999, in the area of Atalanti fault (Greece)
Μπαλτατζής,	E., Δελήμπασης, N., Valsami-Jones, E., Πυρλή, M. & B., Baier: Συσχέτιση μεταξύ υδροθερμικών διαλυμάτων και μικροσεισμικής δραστηριότητας στη ΝΑ ακτή της νήσου Μήλου
	Relationship between hydrothermal fluids and microseismic activity on the south-east coast of Milos Island
Μπαράκου, Θ	., Δελήμπασης, Ν., Βούλγαρης, Ν. & Β., Baier: Σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά Βορείου Αιγαίου
	Seismotectonic features in the Northern Aegean sea
Παπαδόπουλο	ς, Γ.Α., Γκανάς, Α. & Σ., Παυλίδης: Ενόργανες και υπαίθριες παρατηρήσεις για τ΄ον καθορισμό της σεισμογόνου δομής του σεισμού της 7 ^{ης} Σεπτεμβρίου 1999 στην Αθήνα
	Instrumental and field observations for the determination of the seismogenic structure of the 7 September 1999 Athens earthquake

Andreou, C., Mouslopoulou, V., Fountoulis, I. & K., Atakan: Implications of paleoseismology in seismic hazard analysis in NW Crete and Kythira strait (Greece)
Bare, V., Bare, V., Ngresi, V., Ngresi, L., Nazaj, L. & M., Bako: Application of new seismic interpretation for exploration of carbonate traps in Western Albania
 Bare, V., Bako, P., Ngresi V., Bare, V., Ngresi, L., & M., Bako: Geological construction of southern part of Ionian zone based on interpretation of seismic data
Galanis, O., Tsapanos, T., Papadopoulos, G. & A., Kiratzi: An alternative Bayesian statistics for probabilistic earthquake prediction in Mexico, Central and South America
Gjika, A., Guri, S., Guri, M., Gjika, M. & E., Trifoni: The interpretation of seismic facies in the molassic deposition of Preadriatic Foredeep
Jano, K., Rakipi, N., Piperi, A., Qyrana, F. & E., Jano: The contribution of the seismic to the study of the tectonic style of the Selenica-Amantia regioan, Albania
Koravos, G.C., Tsapanos, T.M., Jatzidimitriou, P.M. & C.A., Papaioannou: Quantitative evaluation of the seismicity in seismogenic sources of the Circum Pacific Rim
Lekkas, E.L.: Parameters of intensity distribution in the Izmit and Dazce (Turkey) earthquakes
Lekkas, E.L.: The 1999 eartquake activity in Izmit, NW Turkey. An opportunity for the study of actualistic strike-slip related tectonic forms
Mouslopoulou, V., Andreou, C., Atakan, K. & I., Fountoulis: Paleoseismological investigations along the Kera fault zone, Western Crete: implications for seismic hazard assessment
Papadimitriou, E.E., Karakostas, V.G. &B., Baba: Possible triggering of strong earthquakes in a seismic sequence due to Coulomb stress changes generated by the occurrence of previous strong shocks
Papadopoulos, G.A. & A., Plessa: Historical earthquakes and tsunamis of the South Ionian Sea occurring from 1591 to 1837
Papanastassiou, D.: The Konitsa, Epirus-NW Greece, July 26 (Ms=5.4) and August 5, 1996, (Ms=5.7) earthquakes sequence
Papanastassiou, D., Latoussakis, J. & G., Stavrakakis: A revised catalogue of earthquaqes in the broader area of Greece for the period 1950-2000
Papanastassiou, D., Stavrakakis, G. & D., Makaris: Recent micro-earthquake activity at Northern Evoikos gulf, Central Greece
Papazachos, B.C., Karakaisis, G.F., Papazachos, C.B., Scordilis, E.M. & A.S., Savvaidis: A method for estimating the origin time of an ensuing mainshock by observations of preshock crustal seismic deformation
Papazachos, C.B., Karakostas, B.G., Karakaisis, G.F. & C.A., Papaioannou: The Athens 1999 mainshock (M _w =5.9)and the evolution of its aftershock sequence
Parcharidis, I. & E., Lagios: Deformation in Nisyros volcano (Greece) using differential radar interferometry
Pelaez Montilla, J.A., Sanz De Galdeano, C. & C., Slpez Casado: Seismic potential of faults in the Granada basin (Betic Cordillera, Spain)
Skrami, J.: Structural and neotectonic features of the periadratic depression (Albania) detected by seismic interpretation
Tsapanos, T.: The Markov model as a pattern for earthquakes recurrence in South America

Tsapanos, T.M., Galanis, O.Ch., Mavridou, S.D. & M.P., Helmi: Bayesian probabilities for occurrence of large earthquakes in the seismogenic sources of Japan and Phillipine during the period 1998-2017
Tsapanos, T.M., Koravos, G.Ch., Patsia, C.I. & D.Th., Koularas: Spatial distribution of the seismic hazard parameters in the seismogenic sources of Japan
Tzanis, A.: Single-site magnetotelluric response functions using b-robust w-estimators, with an application to earthquake prediction research
Voulgaris, N., Pirli, M., Papadimitriou, P., Kassaras, J. & K., Makropoulos: Seismotectonic characteristics of the area of Western Attica derived from the study of the September 7, 1999 Athens earthquake aftershock sequence

ΤΟΜΟΣ 5 - VOLUME 5 ΤΕΧΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ - ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΑ - ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ ENGINEERING GEOLOGY - HYDROGEOLOGY - REMOTE SENSING

ΤΕΧΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ - ENGINEERING GEOLOGY

Βαλαδάκη-Πλ	έσσα, Α., Αλεξούλη-Λειβαδίτη, Α. & Σ., Πλέσσας: Αξιοποίηση Γ.Σ.Π. και μοντέλων στην επιλογή κατάλληλων περιοχών για οικιστική ανάπτυξη, με γεωλογικά κριτήρια, στην Κεντρική Εύβοια (Ελλάς)
	Integration G.I.S. and modelling in site selection suitable for urban development, satisfying geological criteria, in the Central Eubean island (Greece)
Καραπαντελά	κης, Κ., Ραυτόπουλος, Σ. & Χ., Μινόπετρος: Υπόγειες κατασκευές του υδροηλεκτρι- κού έργου Μετσοβίτικου-εμπειρίες από το σχεδιασμό και την υλοποίησή του
	Underground works of the Metsovitikos hydroelectric project – experience from design and construction
Κοντογιάννη,	Β. & Σ., Στείρος: Γεωδαιτική μέθοδος παρακολούθησης των παραμορφώσεων σηράγ- γων
	Geodetic monitoring of tunnel deformation
Κούκης, Γ., Ρ	όζος, Δ. & Ν., Σαμπατακάκης: Τεχνικογεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής της πόλης των Πατρών
	Engineering geological map of Patras city wider area, Greece
Κούκης, Γ., Σ	αμπατακάκης, Ν., Τσιαμπάος, Γ. & Χ., Μπουρούνης: Συσχετίσεις φυσικών και μηχανικών παραμέτρων πετρωμάτων στον Ελλαδικό χώρο.
	Correlations between physical and mechanical parameters of rocks in the Greek territory 1689
Παυλόπουλος	, Κ., Αντωνιάδης, Κ., Λιονής, Μ. & Γ., Στουρνάρας: Γεωλογικά και γεωτεχνικά προβλήματα κατά μήκος της χάραξης του αγωγού πετρελαίου Θεσσαλονίκης (Ελλάδα)- Σκοπίων (Π.Γ.Δ.Μ.)
	Geological and geotechnical investigations along the crude oil pipeline route from Thessaloniki (Greece) to Skopje (FYROM)
Πυργιώτης, Λ	. & Γ., Κούκης: Τεχνικογεωλογικές συνθήκες στο Νομό Καρδίτσας-Κεντρική Ελλάδα
	Engineering geological conditions of Karditsa county - Central Greece
Ρόζος, Δ. & Ε	., Αποστολίδης: Αστοχίες πρανών στην περιοχή του οικισμού Λουρδάτων Ν. Κεφαλλη- νίας
	Slope failures in Lourdata village of Kephallonia island, Greece
Σακελλαρίου,	Δ., Λυκούσης, Β., Ρουσάκης, Γ. & Π., Γεωργίου: Φαινόμενα ολισθήσεων σε υποθα- λάσσια ενεργά ρηξιγενή πρανή: περιοχή Παναγοπούλας, Δ. Κορινθιακός Κόλπος

	Slope failure phenomena along submarine active faulted slopes: Panagopoula area, W. Gulf of Corinth	:3
Τσιραμπίδης,	 Α.: Ορυκτολογική σύσταση και φυσικά χαρακτηριστικά εδαφών Καλαμαριάς (Μακεδο- νία) 	
	Minerological composition and physical characteristics of soils from Kalamaria (Macedonia)	3
Χατζηαγγέλου	, Μ., Χρηστάρας, Β., Δημόπουλος, Γ., Σούλιος, Γ., Κίλιας, Α. & Β., Μανωλάκος: Ποιότητα της βραχομάζας κατά μήκος της υπό κατασκευή σιδηροδρομικής σήραγγας του Πλαταμώνα	
	Rock mass quality along the tunnel of Platamon under construction	1
Dragovich, D.:	Condition of the Sea Wall at Farm Cove, Australia174	9
Marinos, P.G.:	: Tunneling in limestone terrain: the need of the knowledge of the hydrogeological model	5
Matova, M.: D	Dangerous seismotectonic situation for ancient and mediaeval monuments in Sofia city (Bulgaria)	5
Skias, S.G.: A	n engineering geological consideration of the flash flood hazard: a systemic approach for structuring a sustainable stategy	'3

$Y \Delta P O \Gamma E \Omega \Lambda O \Gamma I A - HYDROGEOLOGY$

Αλεξόπουλος, Α	Α.: Περί των γεωλογικών και υδρογεωλογικών συνθηκών της περιοχής μεταξύ Μαλίων, Μοχού, Ποταμιών και Λιμένα Χερσονήσου Κρήτης
	On the geological and hydrogeological conditions between Malia, Mohos, Potamia and Limin Hersonissou, Crete
Γιαννουλόπουλ	ω ς, Π.: Οι υδρολιθολογικές συνθήκες των αλλουβιακών ιζημάτων του Αργολικού πεδίου-υδροφόροι σχηματισμοί
	Hydrostratigraphy of the alluvial sediments of the plain of Argos (Greece) - Aquifers 1793
Δημόπουλος, Γ	., Αρβανίτης, Α. & Μ., Φυτίκας: Υδροχημική συμπεριφορά και χαρακτηριστικά του υδροθερμικού υδροφορέα της περιοχής των Θερμών Πηγών Ν. Απολλωνίας (λεκάνη Μυγδονίας, Μακεδονία)
	Hydrochemical behaviour and characteristics of hydrothermal aquifer in the area of Nea Apollonia thermal springs (Mygdonia basin, Macedonia)
Ζεληλίδης, Α.	& Π., Αβραμίδης: Η ιζηματολογική και στρωματογραφική διάρθρωση της νήσου Χίου στην κατεύθυνση επίλυσης των υπάρχοντων υδρογεωλογικών προβλημάτων
	Sedimentological and statigraphical composition of the Chios Island, towards the solution of existing hydrogeological problems
Λαμπράκης, Ν	ί ., Σταμάτης, Γ., Γιαννουλόπουλος, Π. & Α., Βοϊβόντα: Ποιότητα των υπογείων νερών και εκτίμηση του χρόνου απορρύπανσης των υδροφόρων οριζόντων του Αργολικού πεδίου κάτω από συνθήκες τεχνητού εμπλουτισμού
	Groundwater quality and estimation of rehabilitation time of the Argolid plain's aquifers under artificial recharge conditions
Μανδηλαράς,	Δ. & Κ., Βουδούρης: Ισοζύγιο ύδατος και ποιότητα υπογείων νερών στον προσχωσιγε- νή υδροφορέα της λεκάνης του Γλαύκου ποταμού (ΒΔ/κη Αχαΐα)
1	The groundwater balance and water quality of the alluvial aquifer of Glafkos basin, Achaia, Greece
Μαριολάκος, Η	Ι., Φουντούλης, Ι. & Δ., Θεοχάρης: Υδρευτικές ανάγκες του Νομού Αιτωλοακαρνανίας
	Water supply needs of the Aetoloacarnania prefecture (Greece)

Μαριολάκος,	Η., Λέκκας, Σ., Αλεξόπουλος, Α., Φουντούλης, Ι., Σπυρίδωνος, Ε., Μπαντέκας, Ι., Μαριολάκος, Δ. & Ε., Ανδρεαδάκης: Τεχνητός εμπλουτισμός του υπογείου καρστικού υδροφορέα του Φυλληίου Όρους στην περιοχή των Φαρσάλων (Θεσσαλία)
	Artificial recharge of the underground karstic aquifer of Phyllion Mt., Farsala region (Thessaly, Greece)
Μαριολάκος,	Η., Λέκκας, Σ., Παπαδόπουλος, Τ., Αλεξόπουλος, Α., Φουντούλης, Ι., Αλεξόπουλος, Ι., Σπυρίδωνος, Ε., Μπαντέκας, Ι., Μαριολάκος, Δ. & Ε., Ανδρεαδάκης: Υπεδαφι- κή τεκτονική δομή στη λεκάνη των Φαρσάλων (Θεσσαλία) ως καθοριστικός παράγων διαμόρφωσης των υδρογεωλογικών συνθηκών της περιοχής
	The subsurface tectonic structure of the Farsala basin (Thessaly) as determining factor of the hydrogeological conditions of the region
Ναγκούλης, Θ	θ. & Κ., Λουπασάκης: Υδρολογικό καθεστώς της πεδινής ζώνης της λεκάνης του Ανθεμούντα (Θεσσαλονίκη)
	Hydroleological conditions of the plain area of the Anthemounta basin (Macedonia, Greece)
Νάστος, Π.Θ.	: Γεωγραφική κατανομή της αποτελεσματικότητας της βροχής στον Ελλαδικό χώρο
	Spatial distribution of the effectiveness of rain in Greece
Νίκας, Κ., Αγ	γελικάκης, Ι., Βέργου, Α. & Ε., Βασιλειάδης: Υδρογεωλογικές και γεωχημικές έρευνες στο Νομό Αχαΐας
	Hydrogeological and geochemical survey in Achaia prefecture area
Παναγόπουλο	ς, Γ. & Ν., Λαμπράκης: Διερεύνηση της ποιότητας του υπογείου νερού του καρστικού υδροφόρου ορίζοντα ΝΔ Τριφυλίας σε σχέση με τις υδρογεωλογικές συνθήκες που επικρατούν στην περιοχή
	Investigation of the groundwater quality of the SW Trifilia karstic aquifer in respect with the hydrogeological conditions of the area
Πανίλας, Σ. &	z Ι., Κουμαντάκης: Ποιοτικά χαρακτηριστικά των υπογείων νερών του νοτίου τμήματος της λεκάνης Πτολεμαϊδας
	Ground water quality in south field of Ptolemais basin
Περλέρος, Β.,	Δρακοπούλου, Ε., Βαλαδάκη-Πλέσσα, Α., Αρβανίτης, Α. & Α., Αλατζάκη: Διερεύ- νηση των γεωλογικών – υδρογεωλογικών συνθηκών στον Άγ. Κήρυκο νήσου Ικαρίας. Προτάσεις για βιώσιμη οικιστική ανάπτυξη – προστασία του δομημένου περιβάλλοντος και των θερμομεταλλικών ιαματικών πηγών
	Geological and hydrogeological research of Ag. Kirikos on Ikaria island. Suggestions for sustainable urban development – protection of the environment of the built-up area and the thermo – mineral springs (Spas)
Πεταλάς, Χ., Ι	Πανίλας, Σ., Διαμαντής, Ι. & Φ., Πλιάκας: Υπολογισμός και αξιολόγηση των υδραυ- λικών παραμέτρων δύο υδροφόρων συστημάτων σε διαφορετικό ιζηματογενές περιβάλ- λον στη μάζα της Ροδόπης
	Estimation and evaluation of hydraulic parameters of two aquifer systems formed in defferent sedimentary environments within the Rhodope mass
Πλιάκας, Φ.,	Διαμαντής, Ι., Πεταλάς, Χ. & Σ., Πανίλας: Διερεύνηση δυνατότητας εφαρμογής τεχνητού εμπλουτισμού των υδροφορέων πεδινών τμημάτων του Ν. Ροδόπης στη Θράκη. Μια πρώτη προσέγγιση
	Feasibility study of artificial recharge application to Rhodopi plain areas aquifers in Thrace, Greece. A first approach

Σαμπατακάκης, Π., Γαϊτανάκης, Π. & Β., Ζοράπας: Υδρογεωλογικές συνθήκες και η παρουσία NO3 στα υπόγεια νερά της αστικής και περιαστικής ζώνης της Καλαμάτας
Hydrogeological conditions and presence of NO ₃ into the groundwater of the urban and regional zone at the area of Kalamata
Σαχανίδης, Χ. & Φ., Παυλουδάκης: Έλεγχος της ποιότητας των επιφανειακών και υπογείων νερών της ευρύτερης περιοχής των ορυχείων του λιγνιτικού κέντρου Πτολεμαϊδας-Αμύνταιου
Monitoring and control of the surface and ground water quality in the greater area of the mines of Ptolemais – Amynteon lignite centre
Σκουλικίδης, Ν., Νικολαϊδης, Ν., Ζαγγανά, Ε. & Π., Περγιαλιώτης: Η συνεισφορά της γεωργίας στη ρύπανση των υδάτων του κάτω τμήματος του Αχελώου ποταμού. Μεθοδολογία και πρώτα αποτελέσματα
The contribution of agriculture to the aquatic pollution of the lower part of Acheloos river: methodology and preliminary results
Σούλιος, Γ., Ζαγγανά, Ε., Κακλής, Τ. & Δ., Οικονομίδης: Υδροχημικά χαρακτηριστικά υπογείων και επιφανειακών νερών της λεκάνης του άνω ρου του Αλιάκμονα
Hydrochemical surface and underground water data of the upper part of drainage basin of Aliakmon river
Σταυρόπουλος, Ξ. & Μ., Τζίμα: Διερεύνηση του μηχανισμού υφαλμύρινσης των πηγών Κάτω Σουλίου Μαραθώνα Ν. Αττικής
Investigation related to the salt intrusion mechanisms of Kato Souli Srings, Marathonas - Attiki1967
Bacani, A. & M., Parika: Geology of the Zagreb aquifer system
Gjoka, M., Kane, T., Gjini, A., Trifoni, E. & X., Buzi: Some hydrogeological and geothermal considerations of the Drinos-Saranda area (Southern Part of Albania)
Panagopoulos, A., Voudouris, K., Koumantakis, I. & M., Hionidi: Groundwater evolution of the Northern Corinthian region coastal aquifer system, as indicated by hydrochemistry
Zacharioudakis, G., Streetly, M. & M., Fermor: Design, implementation and operation of a large scale groundwater quality monitoring network

ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ – REMOTE SENSING

Βαϊόπουλος, Δ., Σκιάνης, Γ. & Β., Τσάρμπος: Συγκριτική μελέτη της επίδρασης φίλτρων διέλευσης χαμηλών συχνοτήτων σε ψηφιακή εικόνα
A comparative study of the effect of low-pass frequency filtering on a digital image
Μηλιαρέσης, Γ.Χ.: Εντοπισμός ορεινών όγκων στην φυσιογραφική ενότητα Zagros ranges (Ιράν) από το ψηφιακό μοντέλο εδάφους GTOPO30
Extraction of mountain objects in the physiographic zone of Zagros Ranges
Στεφούλη, M.: Αναφορά στην ενημέρωση των γεωλογικών χαρτών με χρήση εικόνων υψηλής διακριτικής ικανότητας σύγχρονων δορυφορικών συστημάτων
Geologic map updating using high resolution images of the most recent satellite systems
Ganas, A., Lagios, E. & G., Stavrakakis: Computer techniques for imaging earthquake deformation using satellite and digital elevation models

Gatsis, I., Parcharidis, I. & K., Serelis: Monitoring of coastline changes using multitemporal
satellite data: the case of Messologi lagoon system
and Acheloos-Evinos Deltas (W. Greece)
Parcharidis, I., Gartzos, E. & E., Psomiadis: Evaluation of remote sensing methods for the detection of hydrothermal alteration zones in Milos island (Greece)
Parcharidis, I., Lagios, E. & E., Psomiadis: Multitemporal hazard assessment
in a high flash flood risk area using RS/GIS techniques:
the case of Hymittos Mt. (Athens)

9° ΔΙΕΘΝΕΣ ΣΥΝΕΔΡΙΟ ΤΗΣ ΕΛΛΗΝΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ ΕΤΑΙΡΙΑΣ

με έμφαση στην συμβολή των Γεωεπιστημών στην Ανάπτυξη

Υπό την Αιγίδα του Υπουργείου Περιβάλλοντος, Χωροταξίας και Δημοσίων Έργων και την υποστήριξη του Υπουργείου Πολιτισμού

9th INTERNATIONAL CONGRESS OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF GREECE

with emphasis on the contribution of Geosciences to Development

Under the aegis of the Ministry of Environment, Physical Planning and Public Works and the support of the Ministry of Culture



IIPAKTIKA PROCEEDINGS

ΤΟΜΟΣ 2 - VOLUME 2 ΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΑ - ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ - ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΑ - ΓΕΩΤΟΠΟΙ PALAEONTOLOGY - STRATIGRAPHY - MARINE GEOLOGY SEDIMENTOLOGY - GEOSITES

ΑΘΗΝΑ, ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ 2001
ΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΑ PALAEONTOLOGY



ΠΑΛΑΙΟΟΙΚΟΛΟΓΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ ΣΤΟΥΣ ΚΟΡΑΛΛΙΟΓΕΝΕΙΣ ΥΦΑΛΟΥΣ ΤΟΥ ΑΝΩΤΕΡΟΥ ΤΟΡΤΟΝΙΟΥ ΜΕΤΑΞΥ ΤΩΝ ΕΠΑΡΧΙΩΝ ΒΙΑΝΝΟΥ ΚΑΙ ΙΕΡΑΠΕ-ΤΡΑΣ (ΝΑ ΚΡΗΤΗ)*

Α. ΜΑΡΚΟΠΟΥΛΟΥ - ΔΙΑΚΑΝΤΩΝΗ¹

ΣΥΝΟΨΗ

Στην εργασία αυτή μελετώνται η πανίδα και η χλωρίδα της ιζηματογενούς Λεκάνης στο ΝΑ τμήμα της νήσου Κρήτης, που οριοθετείται από τα χωριά: Συκολόγος, Τέρτσα, Λουτράκι, Ρίζα, Γδόχια, Μουρνιές και Μύρτος επιφάνειας περίπου 30 km² (πλάτος 3 km και μήκος 10 km). Οι απολιθωματοφόρες θέσεις βρίσκονται κύρια στα χωριά : Γδόχια, Μουρνιές και Μύρτος. Προσδιορίστηκαν 154 γένη και είδη (83 Τρηματοφόρα, 19 Δίθυρα, 24 Γαστερόποδα, 13 Ανθόζωα, 6 Βρυόζωα, 1 Σκαφόποδο, 3 Εχινοειδή, 2 Σκώληκες, Οστρακώδη, Ακτινόζωα, 2 Φύκη και Σειρήνια. Οι στρωματογραφικές εξαπλώσεις των Τρηματοφόρων: *Coryphostoma digitalis* (Ακουϊτάνιο-Τορτόνιο), *Orbulina suturalis* (Λάγγιο-σήμερα, με αφθονία κατά το Σερραβάλιο-Τορτόνιο), *Uvigerina striatissima* (Λάγγιο- Τορτόνιο), aριστερόστροφες μορφές *Neogloboquatrina acostaensis, Bolivina reticulata* (Ολιγόκαινο-Τορτόνιο), *Gyroidinoides altiformis* (Ακουϊτάνιο -Τορτόνιο), Spiroplectammina carinata (Ολιγόκαινο -Τορτόνιο), *Globigerinoides conglobatus* (Α.Μειόκαινο-σήμερα) ως και η παρουσία του *Gl.obliquus extremus* (ζώνη με *G.humerosa*) δίνουν ηλικία Α. Τορτονίου και ότι υπήρχαν στη περιοχή μικροατόλλες και ύφαλοι (patch reefs).

ABSTRACT

The fossilized association as well as the petrographic material coming from a sedimentary basin (ca. 30 km²) situated at the SE part of Crete, between the Provinces Viannos and Ierapetra are studied. The fossiliferous regions are in the area of the villages Myrtos, Mournies and Gdochia. Among an important number of fossils (154 taxons): 83 Foraminifers, 19 Bivalves, 24 Gastropods, Ostracods, 3 Echinoids, 13 Anthozoans, 1 Scaphopods, 6 Bryozoans, 2 Algues etc. there are some characteristic species of the Upper Tortonian age- especially *Gl. obliquus extremus* (zone of *G. humerosa*)- found in these sediments known up today generally as Miocene. The Tortonian age are based also on the occurrence of the species: *Spondylus concentricus, Chlamys submalvinea, Chlamys solarium, Gryphaea gingensis, Gryphaea gryphoides crassissima, Turritella formata pseudoimbricata, Terebralia bidentata bidentata, Porites collegniana, Palaeoplesiastraea desmoulinsi, Tarbellastraea carryensis, Thegioastraea rosacea* etc. Based on the faunal and floral association and their morphofunctional analysis, their conditions of existence etc. the author attempts to interpret the paleoenvironmental conditions during the time-span of the Upper Tortonian, like as patch reefs or micro-atolls and lagoons.

KEY WORDS: Paleoenvirontment, Corals reef, Microfauna, Megafauna, Upper Tortonian, Viannos-Ierapetra Provinces, SE Crete.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Παλαιοπεφιβάλλον, Κοφαλλιογενείς ύφαλοι, Μικφο-Μακφοαπολιθώματα, Α. Τοφτόνιο, Επαρχίες Βιάννου- Ιεφαπέτφας, Ν. Κφήτη.

Ι. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η μελετηθείσα ιζηματογενής Λεκάνη μεταξύ των επαρχιών Βιάννου και Ιεραπέτρας - επιφάνειας περίπου 30 km²- βρίσκεται στο ΝΑ τμήμα της νήσου Κρήτης και περιλαμβάνει τα χωριά : Συκολόγος, Τέρτσα, Λουτράκι, Ρίζα, Γδόχια, Μουρνιές και Μύρτος. Οι απολιθωματοφόρες θέσεις βρίσκονται κύρια στα χωριά Γδόχια και Μύρτος.

Αρκετοί μελετητές ασχολήθηκαν με την περιοχή s.l. Αναφέρουμε ενδεικτικά τις πιό πρόσφατες εργασίες,

^{*} PALEOECOLOGICAL OBSERVATIONS ON THE CORALS REEFS OF THE UPPER TORTONIAN BETWEEN VIANNOS-IERAPETRA PROVINCES (SE CRETE)

^{1.} University of Athens, Dept. of Earth Sciences, Division of Historical Geology and Paleontology, Panepistimioupo li Zografou, 15784 Athens, Greece. E-mail: amarkop@geol.uoa.gr

όπως: SYMEONIDES (1965), MARCOPOULOU - DIACANTONI (1964, 1967, 1972, 1979, MARCOPOULOU - DIACANTONI & KNITHAKIS 1978), DERMITZAKIS (1969), GRADSTEIN (1973), ZACHARIASSE (1975), BEZES *et al.*(1983), FRYDAS (1986 a, b, 1988), A. MAPKOΠΟΥΛΟΥ- ΔΙΑΚΑΝΤΩΝΗ (1997) κ.ά.

ΙΙ. ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΑ ΚΑΙ ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Η μελετηθείσα ίζηματογενής Λεκάνη βρίσκεται στο ΝΑ τμήμα της νήσου Κρήτης (όρια επαρχιών Βιάννου και Ιεραπέτρας (Εικ.1-2) έχει Β τα Λασιθιώτικα όρη (Δίκτη) και Ν τη θάλασσα της Ιεραπέτρας.



Εικ. 1. Γεωγραφική θέση της μελετηθείσας περιοχής. Fig. 1. Geographical location of the studied area.



Eiκ. 2. Αποψη περιοχής μελέτης (BA-NΔ). Fig. 2. View of the studied area (NE-SW).

Στην ιζηματογενή αυτή Λεκάνη εμφανίζονται από κάτω πρός τα πάνω (ΙΓΜΕ, φύλλο ΙΕΡΑΠΕΤΡΑ, 1:50.000) οι σχηματισμοί (Εικ. 3): α) το τεκτονικό κάλυμμα της ενότητας της Τρίπολης, β) το τεκτονικό κάλυμμα της ενότητας της Πίνδου, γ) το τεκτονικό κάλυμμα των εσωτερικών ζωνών και οι αλλόχθονες σειρές (σχηματισμοί Αρβης, Αστερουσίων, Μιαμού), δ) τα νεογενή ιζήματα (σχηματισμοί Αμμουδάρων, Μακρυλιάς, Μύρτου και Μύθων) και ε) οι αλλουβιακές αποθέσεις.

ΙΙΙ. ΘΕΣΕΙΣ ΔΕΙΓΜΑΤΟΛΗΨΙΑΣ (ΕΙΚ. 1, ΠΙΝ.Ι).

Α. Γδόχια. Θέση 1: Αφκαλιά. Τα ιζήματα της θέσης αυτής (1km Α-ΝΑ Γδοχίων, 150 m από τη στάθμη της θάλασσας) αποτελούνται απο μάργες με μικρές παρεμβολές ψαμμιτικού υλικού. Μεταξύ του μεγάλου αριθμού των απολιθωμάτων, που συλλέχθηκε απο τις μάργες, κυριαρχούν τα Ανθόζωα (Tarbellastraea, Porites κυλινδρικά και κονδυλώδη, Siderastraea, Palaeoplesiastraea desmoulinsi) (Εικ.4) και σε μικρότερο αριθμό Εχινοειδή (Clypeaster altus), Δίθυρα (Ostrea edulis) με κρούστα από το Βρυόζωο Membranipora, Τρηματοφόρα (Heterostegina, Miliolidae και Alveolinidae του Μειοκαίνου)και θραύσματα Γαστεροπόδων και Διθύρων indet.

Παρατηρήσεις: Ορισμένοι Porites (χυλινδρικοί και κονδυλώδεις) έχουν μη ευδιάχριτους κάλυκες γεγονός, που υποδηλώνει θολότητα του νερού άρα εσωτερικό μέρος του υφάλου. Η Ostrea και το Βρυόζωο είναι κακοδιατηρημένα, απόδειξη του έντονου κυματισμού, που επικρατεί στο εξωτερικό μέρος του υφάλου.



Εικ. 3. Γεωλογικός χάφτης της μελετηθείσας πεφιοχής (ΜΥΛΩΝΑΚΗΣ, Ι., ΙΓΜΕ, 1:50.000, απλοποιημένος). 1. Αλλουβιακές αποθέσεις, 2. Νεογενείς σχηματισμοί (α: Μύφτου, β) Αμμουδάφων, γ)Μακφυλιάς, δ)Μύθων), 3. Οφιολιθικό κάλυμμα, 4. Ασβεστόλιθος Πίνδου, 5. Φλύσχης Τφίπολης, 6. Ασβεστόλιθος Τφίπολης, f. Ρήγματα Fig. 3. Geological map of the studied area (MYLONAKIS, I., IGME, 1:50.000, simplified)

Επίσης προσδιορίστηκαν υφαλογόνοι Porites, που έχουν ευδιάκριτους κάλυκες και διαφράγματα μαζί με Spondylus concentricus (αβαθή νεφά Τοφτονίου) και Ostrea άφα καθαφά νεφά και εξωτεφικό μέφος του υφάλου. Η παρουσία της Tarbellastraea με 16-24 S, ανορθωμένα τοιχώματα και παραθήκη, κατατεμαχισμένα, δίνει την εντύπωση ότι υπήρχε ύφαλος δισκοειδής ή ότι είχε τη μορφή φράγματος. Τα άτομα του είδους αυτού βρίσκονταν προς το εξωτερικό μέρος του υφάλου, γεγονός που επιβεβαιώνεται από την καλή ανάπτυξη των καλύκων και τον κατατεμαχισμό τους, λόγω των έντονων υδροδυναμικών συνθηκών, που επικρατούσαν στο εξωτερικό Επειδή τα Σκληφακτίνια δεν έχουν μεγάλο πάχος και δεδομένου ότι έχουν βρεθεί σε τμήμα του υφάλου. μαργαϊκό υλικό, αυτό δείχνει ότι μπορούσαν να είχαν συμβεί τα εξής: α) είτε θα υπήρχε κάποιος δισκοειδής ή περιφερειαχός ύφαλος, που τεμαχίστηκε, εισχώρησε η θάλασσα και έτσι έγινε αυτή η ανάμειξη. β) είτε θα μπορούσε ένας συνεχής έντονος χυματισμός να αποσπά τμήματα από το εξωτεριχό μέρος του υφάλου χαι να τα ρίχνει προς το εσωτερικό δημιουργώντας και θολότητα με αποτέλεσμα την σμίκρυνση των καλύκων των Σκληραχτινίων. Ο χατατεμαχισμός του υφάλου θα πρέπει να γινόταν συνεχώς χατά την διάρχεια του Ανωτέρου Τορτονίου και μετά από αυτό. Στην άποψη ύπαρξης του υφάλου συνηγορούν: ι) η παρουσία οργανισμών, που ζούν κύρια στο εξωτερικό μέρος του υφάλου, όπως μεγάλων Διθύρων και Γαστεροπόδων, Βρυοζώων, Σπόγγων, Εχινοειδών, Αννελιδών, Ακτινοζώων, Globigerinidae, επιχριουσών μορφών Ροδοφύτων κ.ά., ιι) η συνύπαρξη ατόμων του γένους Porites με ευδιάχριτους χαι μη χάλυχες, ιιι) οι λιθολογιχοί χαραχτήρες των ιζημάτων (κλαστικά ιζήματα, brecchia κ.ά.).

Θέση 2 : Κερατίδι. Τα ιζήματα της θέσης αυτής (2 km NA από Γδόχια, 100 m από τη στάθμη της θάλασσας), αποτελούνται από εναλλαγές γκρίζων ώς κυανοκιτρίνων ψαμμιτών και μαργών. Κατά θέσεις ο ψαμμίτης είναι παχυστρωματώδης με παρεμβολές μαργαϊκού υλικού και λεπτοστρωματώδη ψαμμίτη. Οι κόκκοι του ψαμμιτικού υλικού παρουσιάζουν ταξιθέτηση με τους μεγαλύτερους κόκκους στους κατώτερους ορίζοντες και τους μικρότερους στους υψηλότερους.

Μέσα στον ψαμμίτη παρατηρήθηκαν συγκεντρώσεις από *Cardium*. Η κλίση των στρωμάτων είναι B 30°N. Από τη θέση αυτή συλλέχθηκε μεγάλος αριθμός απολιθωμάτων, μεταξύ των οποίων επικρατούν τα Γαστερόποδα, τα Δίθυρα, τα Ανθόζωα και τα Τρηματοφόρα.



Εικ. 4. Κοφαλλιογενής οφίζοντας στη θέση Αφκαλιά Γδοχίων Fig. 4. Horizon with Corals (location Arkalia, Gdochia)

Παρατηρήσεις: Από τα Τρηματοφόρα τα είδη: Anomalinoides flinti, Globigerinoides obliquus extremus, Orbulina universa και Spiroplectammina carinata προκύπτει ότι τά ιζήματα της περιοχής αποτέθηκαν κατά το Τορτόνιο. Πρόκειται για Ανώτερο Τορτόνιο (ζώνη με G. humerosa) λόγω της παρουσίας του Gl. obliquus extremus, που αρχίζει στο τέλος του Τορτονίου, σχεδόν Μεσσήνιο, (BIZON, G. et al. 1972; KENNETT & SRINIVASAN, 1975, Αν. Μειόκαινο- σήμερα, ζώνη Ν17b). Κατά θέσεις υπήρχαν μικρές εμφανίσεις με λιμναίους ή υφάλμυρους αντιπροσώπους (Cardium).

Θέση 3: *Μαχαιφίδι*. Τα ιζήματα της θέσης αυτής (1 km ΝΔ των Γδοχίων, 150 m από τη στάθμη της θάλασσας) αποτελούνται από άμμους, μάργες, ψαμμίτες και κροκαλοπαγή, όπως και των προηγούμενων θέσεων και είναι πλούσια σε απολιθώματα. Κυριαρχούν τα Γαστερόποδα, τα Δίθυρα και τα Ανθόζωα, ενώ έπονται τα Τρηματοφόρα, τα Βρυόζωα, τα Εχινοειδή, τα φύκη και τα Σειρήνια.

Παρατηρήσεις: Το είδος Cardita (Cardita) crassa LMK. είναι παχυόστρακο Δίθυρο, μεγάλων διαστάσεων (μήκος 10 cm, ύψος 12,8 cm και πάχος 4 cm) και φέρει 12 πτυχές. Επίσης και τα είδη των Ostrea, Glycymeris και Spondylus έχουν πολύ παχύ όστρακο, όπως π. χ. Ostrea lamellosa (πάχος 3,5 cm)

Από τα Τοηματοφόρα τά είδη: Bolivina reticulata, Gyroidinoides altiformis, Orbulina suturalis, Spiroplectammina carinata, Uvigerina striatissima, Vaginulinopsis carinata υποδηλώνουν ηλικία Τορτονίου και μάλιστα Ανώτερο Τορτόνιο (ζώνη με G.humerosa) λόγω της παρουσίας του Gl.obliquus extremus.

Θέση 4: Λέρι. Τα ιζήματα της θέσης αυτής (1 km Δ απο Γδόχια, 200 m από τη στάθμη της θάλασσας) είναι τα ίδια με των προηγούμενων θέσεων και περιλαμβάνουν μεγάλο αριθμό απολιθωμάτων από Σκληρακτίνια, Δίθυρα, Γαστερόποδα και Τρηματοφόρα. Κατά θέσεις παρατηρούνται εμφανίσεις λιμναίας η υφάλμυρης φάσης.

Παρατηρήσεις: Από τα Τοηματοφόρα τα είδη: Coryphostoma digitalis, Gyroidinoides longispira, Orbulina suturalis και Uvigerina striatissima υποδηλώνουν ηλικία Τορτονίου γιά τη συγκεκριμένη θέση. Στην άποψη αυτή συμβάλλει και η παρουσία των Σκληρακτινίων (Siderastraea echinulata και Porites lobatosepta), των Διθύρων (Gryphaea gingensis, Arca turonensis, Amussium cristatum badense), των Γαστεροπόδων (Terebralia bidentata bidentata κ.ά) κ.ά.

Θέση 5: Σωτήρες. Τα ιζήματα της θέσης αυτής (2,5 km ΝΔ απο Γδόχια, 200 m από τη στάθμη της θάλασσας είναι τα ίδια με αυτά των προηγούμενων θέσεων. Κυριαρχούν τα Δίθυρα, ενώ συμμετέχουν με μικρότερο ποσοστό τα Σκληρακτίνια, τα Γαστερόποδα και οι Σκώληκες.

Παρατηρήσεις: Μία από τις *Chlamys* παρουσιάζει αρκετά μεγάλα ωτίδια. Ισως πρόκειται γιά νέο είδος. Ομοίως μία άλλη *Chlamys* φέρει 28 λεπτές πτυχές και φαίνεται ότι προσεγγίζει το είδος *multistriata* ή πρόκειται γιά κάποια παραλλαγή του είδους αυτού.

Θέση 6: Ξυλογαϊδάρα. Τα ιζήματα της θέσης αυτής (1km A απο Γδόχια, 150 m από τη στάθμη της θάλασσας) είναι συνέχεια αυτών της θέσης Αρκαλιάς. Κυριαρχούν τα Δίθυρα, ενώ συμμετέχουν με μικρότερο ποσοστό τα Σκληρακτίνια, τα Γαστερόποδα και οι Σκώληκες. Παρατηρήσεις: Στη θέση αυτή βρέθηκε Ostrea μεγάλων διαστάσεων, γεγονόςπου υποδηλώνει ρηχά και ζεστά νερά.

Θέση 7: Μεσομούφια. Τα ιζήματα της θέσης αυτής (1500 m NNΔ των Γδοχίων, 50 m από τη στάθμη της θάλασσας)είναι τα ίδια με αυτά των διαφόρων θέσεων των Γδοχίων, των οποίων αποτελούν συνέχεια και μέσα στα οποία κυριαρχούν τα Δίθυρα, ενώ συμμετέχουν με μικρότερο ποσοστό τα Γαστερόποδα (εκμαγεία), οι Σκώληκες και οι Σπόγγοι (βιοδηλωτικά ίχνη από Serpula και Πυριτιοσπόγγους).

Παρατηρήσεις: Η παρουσία μεγάλου αριθμού σε Ostrea (O. lamellosa) και Gryphaea (G.gryphoides crassissima, G.gingensis cochlear, κ.ά.) και των βιοδηλωτικών ιχνών υποδηλώνει καθαρά θαλάσσιο περιβάλλον, ρηχά και ζεστά νερά.

Β. Μύρτος. Θέση 1: Κόλλεκτο. Τα ιζήματα της θέσης αυτής (1 km Α του χωριού Μύρτου, 300 m από τη στάθμη της θάλασσας)είναι ίδια με αυτά των θέσεων των Γδοχίων, των οποίων αποτελούν συνέχεια και όπου κυριαρχούν τα Δίθυρα, ενώ συμμετέχουν με μικρότερο ποσοστό τα Γαστερόποδα (εκμαγεία), οι Σκώληκες και οι Σπόγγοι (βιοδηλωτικά ίχνη από Serpula και Πυριτιοσπόγγους).

Θέση 2: Μικρό Κόλλεκτο. Τα ιζήματα της θέσης αυτής, που βρίσκεται στο δρόμο από το χωριό Γδόχια πρός το Μύρτος και σε υψος 200 περίπου μέτρων από τη στάθμη της θάλασσας αποτελούνται από ψαμμίτες, που εναλάσσονται με μάργες φυλλοειδείς (" φλυσχοειδείς") πλούσιες σε ασβεστιτικά συγκρίμματα. Επισημαίνεται επίσης η παρουσία πολύμμικτου ψαμμιτοκροκαλοπαγούς με διαβαθμισμένες τις κροκάλες, πάνω το χονδρόκοκκο και κάτω το λεπτόκοκκο υλικό.

Παρατηρήσεις: Στις θέσεις Κόλλεκτο και Μικρό Κόλλεκτο η παρουσία μεγάλου αριθμού σε Ostrea (O. lamellosa, O. cochlear, O.crassissima) και των βιοδηλωτικών ιχνών υποδηλώνει καθαρά θαλάσσιο περιβάλλον, ρηχά και ζεστά νερά.

Γ. Μουρνιές. ΝΑ του χωριού των Μουρνιών πραγματοποιήθηκε 1 δειγματοληψία, που έδωσε τα παρακάτω αποτελέσματα:

Θέση: Μοναστηρικό. Η θέση αυτή βρίσκεταιΝΝΑ του χωριού των Μουρνιών και σε απόσταση 1500 m BBΔ του χωριού Μύρτου, σε ύψος 40 m από τη στάθμη της θάλασσας. Η θέση αυτή έχει μελετηθεί (MARCOPOULOU - DIACANTONI, 1979 a & b) λόγω της ανευρεθείσας- εντός των ιζημάτων- πανίδας Ανθοζώων (Οκτωκοράλλια και Σκληρακτίνια) Τορτονίου ηλικίας.

Παρατηρήσεις: Η παρουσία χαραχτηριστικών ειδών από τα Ανθόζωα μαζί με Γαστερόποδα (*Terebralia* terebralia lignitarum) οδήγησε στο συμπέρασμα (MARCOPOULOU-DIACANTONI, 1979) ότι τα ιζήματα της θέσης αυτής ανήκουν στο Α.Τορτόνιο και ότι οι παλαιοοικολογικές συνθήκες ήταν καθαρά θαλάσσιο περιβάλλον, ρηχά νερά, τροπικό-υποτροπικό κλίμα κλπ.



Εικ. 5. Αναπαφάσταση θέσης πιθανού φράγματος Fig. 5. Reconstuction of the probable reef (barrier or patch-reef)

ΠΙΝ.Ι. ΤΑ ΑΠΟΛΙΘΩΜΑΤΑ ΤΗΣ ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΟΥΣ ΛΕΚΑΝΗΣ ΒΙΑΝΝΟΥ-ΙΕΡΑΠΕΤΡΑΣ PL.I.THE FOSSILS FROM THE SEDIMENTARY BASIN VIANNOS- IERAPETRA

I.ФYKH (ALGUAE) 1.Lithothamnium sp. 2. Melobesiae **II.TPHMATOΦOPA** (FORAMINIFERA) 1.Alveolinidae indet. 2.Ammonia beccarii (LINNE) 3. Amphistegina lessonii d'ORB. 4. Amphistegina sp. 5. Anomalinoides flinti (CUSH.) 6. Anomalinoides helicinus COSTA 7. Asterigerina planorbis (d'ORB.) 8. Bolivina antiqua d'ORB. 9. Bolivina punctata d'ORB. 10.Bolivina reticulata HANTKEN 11.Bolivina sp. 12. Bulimina costata d'ORB. 13. Cancris auriculus (FICHT.& MOLL) 14. Cassidulina laevigata d'ORB. 15. Cibicides lobatulus(WALT. & JAC.) 16. Cibicidoides pseudoungerianus(CUSH.) 17. Cibicidoides ungerianus(d'ORB.) 18. Corvphostoma digitalis (d'ORB.) 19. Cylindroclavulina rudis (COSTA) 20. Elphidium crispum (LINNE) 21. Elphidium macellum (FICHT.& MOLL.) 22.Elphidium sp. 23. Fursenkoina schreibersiana (CZJZEK) 24. Globigerina apertura 25. Globigerina sp. 26. Globigerinoides conglobatus (BRADY) 27. Globigerinoides obliguus BOLLI 28. Globiger./des obliquus extremus B. 29. Globigerinoides ruber d'ORB. 30. Globigerinoides sacculifer (BRADY) 31. Globigerinoides trilobus (REUSS) 32. Globocassidulina subglobosa (BRADY) 33. Globorotalia obesa BOLLI 34. Globorotalia sp. 35. Globulina gibba (d'ORB.) 36. Gyroidina longirostra miocenica 37. Gyroidinoides altiformis(R.E.&STEW.) 38. Gyroidinoides longispira (TED.&ZAN.) 39. Gyroidinoides neosoldanii (BROT.) 40. Hastigerina siphonifera (d'ORB.) 41. Hastigerina sp. 42. Heterolepa dertonensis (RUSC.) 43. Hoeglundina elegans (d'ORB.) 44. Hopkinsina bononiensis (FORN.) 45.Karreriella bradyi (CUSHMAN) 46.Lenticulina cf. curvisepta (SEG.) 47.Lenticulina cultrata (de MONTF.) 48. Lenticulina inornata (d'ORB.)

49. Lenticulina rotulata (LMK.) 50.Lenticulina vortex (FICHT.& MOLL) 51. Marginulina hirsuta d'ORB. 52. Marginulopsis fragaria (GUEMBEL) 53. Martinotiella communis (d'ORB.) 54. Melonis padanum (PERC.) 55.Miliolidae indet. 56. Neoeponides schreibersii d'ORB. 57.Neogloboquatrina acostaensis (BOLLI) 58. Nonionella turgida (WILL.) 59. Orbulina bilobata (d'ORB.) 60. Orbulina suturalis BRONN. 61. Orbulina universa d'ORB. 62. Pandaglandulina dinapolii LOEB.&TAP. 63. Planulina renzi CUSH.& STAINF. 64.Planulina wuellerstorfi (SCHWAG.) 65. Praeglobobulimina pupoides (d'ORB.) 66. Pullenia bulloides (d'ORB.) 67. Quinqueloculina sp. 68. Rosalina globularis d'ORB. 69. Sacarenaria italica DEFR. 70. Sigmolinita tenuis (CZJZEK) 71. Sigmoilopsis schlumbergeri (SILV.) 72. Siphonina planoconvexa (SILV.) 73. Siphonina reticulata (CZJEK) 74. Sphaeroidina b ulloides(d'ORB.) 75. Spiroplectamina carinata(d' ORB.) 76. Stilostomella plicosuturata (DEVR.) 77. Textularia carinata 78. Textularia sp. 79. Trifarina bradyi CUSHMAN 80. Uvigerina peregrina CUSHMAN 81. Uvigerina striatissima PERC. 82. Vaginulina sp. 83. Vaginulinopsis carinata SILV. **III.AKTINOZΩA(RADIOLARIA) ΙV. ΒΡΥΟΖΩΑ (BRYOZOA)** 1. Cellepora sp. 2. Cupuladria biporosa CANU & BASS. 3. Frondipora verrucosa (LMX.) 4. Membranipora sp. 5. Onvchocella sp. 6. Schizoporella unicornis (JOHNS.) **V.ΑΝΘΟΖΩΑ (ΑΝΤΗΟΖΟΑ)** a) Alcvonaria **1.Isis melitensis** b)Scleractinia 1. Dendrophyllia sp. 2. Favites neglecta MICHT. 3.Heliastraea sp. 4. Palaeoplesiastraea desmoulinsi(M.-E.) 5. Porites collegniana (MICH.) 6. Porites lobatocepta CHEV.

7. Porites sp. 8. Siderastraea crenulata (GOLDF.) 9. Siderastraea echinulata (GOLDF.) 10. Tarbellastraea carryensis(d'ORB.) 11. Tarbellastraea sp. 12. Thegioastraea rosacea **VI.ΔΙΘΥΡΑ (BIVALVIA)** 1.Ammusium cristatum badense FONT. 2.Arca (Anadara) turonensis DUJ. 3. Cardita (Cardita) crassa LMK. 4. Cardium sp. 5. Chlamys multistiata 6. Chlamys solarium LK. 7. Chlamys submalvinea 8. Chlamys varia 9. Glycymeris sp. 10. Gryphaea (Cras.) gingensis (S.) 11. Gryphaea gryph.crassissima (LK.) 12. Gryphaea gryph. cf. crassissima(LK.) 13.Ostrea edulis LINNE 14.Ostrea (Ostrea) lamellosa BROCC. 15.Ostrea sp. 16.Pecten cf. besseri ANDRZ. 17. Pycnodonta cochl. navicularis(BR.) 18. Spondylus concentricus BR. 19. Venus sp. **VII.ΓΑΣΤΕΡΟΠΟΔΑ (GASTROPODA)** 1.Athleta ficulina rarispina 2. Cerithium crenulatum 3. Cerithium (Thericium)vulgatum 4. Chenopus pespelecani L.

5. Conus mercati miocaenicus SACCO 6.Diloma(Oxystele)rotellaris (MICHT.) 7. Euthria sp. 8. Murex(Haustellum) partschi HOERNES 9. Polynices (P.) redemptus (MICH.) 10.Strombus sp. 11. Terebra acuminata subagranulata S. 12. Terebralia lignitarum lignitarum(E.) 13. Terebralia bident.bidentata(DEFR.) 14. Turritella bicarinata 15. Turritella bieniaszi 16. Turritella communis 17. Turritella formata pseudoimbricata 18. Turritella sp. 19. Turritella tornata 20. Turritella (T.) tricarinata BR. 21. Turritella (T.) tricincta BOR. 22.T.(H.)tripl. superneaplicata SAC. 23.T.(Haustator) unicarinata 24.Gastropoda indet. **VIII.ΣΚΑΦΟΠΟΔΑ (SCAPHOPODA)** 1. Dentalium sp. ΙΧ.ΣΚΩΛΗΚΕΣ(ANNELLIDA) 1.Ditrupa cornea 2. Serpula sp. Χ.ΟΣΤΡΑΚΩΔΗ (OSTRACODA) **XI.EXINOEIAH (ECHINOIDEA)** 1. Clypeaster altus (KLEIN) 2. Clypeaster sp. 3. Aravers Echinoidea indet. XII.ΣΕΙΡΗΝΙΑ (SERINIA)

ΙΥ. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Από τη λεπτομερή μελέτη των συγκεντρώσεων των απολιθωμάτων (Πίν.Ι), που προέρχονται από 9 θέσεις της ιζηματογενούς λεκάνης στο ΝΑ τμήμα της νήσου Κρήτης, στα όρια των Επαρχιών Βιάννου και Ιερραπέτρας, προέκυψαν τα ακόλουθα:

- Οι απολιθωματοφόρες θέσεις βρίσκονται κύρια εντός των χωρίων Γδοχίων και Μύρτου, από όπου συλλέχθηκε σημαντικός αριθμός απολιθωμάτων. Προσδιορίστηκαν 154 είδη, τα οποία κατανέμονται σε 83 Τρηματοφόρα, 19 Δίθυρα, 24 Γαστερόποδα, 20 Ανθόζωα, 6 Βρυόζωα, 1 Σκαφόποδο, 3 Εχινοειδή, 2 Σκώληκες, ίχνη Πυριτιοσπόγγων, 2 Φύκη, Ακτινόζωα, Οστρακώδη και Σειρήνια.
- Από τις στρωματογραφικές εξαπλώσεις των Διθύρων, Γαστεροπόδων, Ανθοζώων, αλλά ιδιαίτερα από την παρουσία χαρακτηριστικών ειδών από τα Τρηματοφόρα (Coryphostoma digitalis, Orbulina suturalis, Uvigerina striatissima, Neogloboquatrina acostaensis, Bolivina reticulata, Gyroidinoides altiformis, Spiroplectammina carinata, Globigerinoides conglobatus) προσδιορίζεται η παρουσία του Τορτονίου για τις μελετηθείσες θέσεις.
- Η παρουσία του υποείδους Globigerinoides obliquus extremus υποδηλώνει ηλικία Ανωτέρου Τορτονίου (ζώνη G.humerosa). Επομένως δεχόμαστε ότι τα παραπάνω ιζήματα έχουν ηλικία Α.Τορτονίου.
- 4. Παρατηρήσεις πάνω στην πανίδα, τον τρόπο διατήρησής της, την μορφολειτουργική ανάλυση των απολιθωμάτων σε συνδυασμό με το ιζηματολογικό υλικό επιτρέπουν να δεχθούμε γιά την λεκάνη αυτή τα παρακάτω:

α) Πρός το νότιο μέρος της μελετηθείσας Λεκάνης θα υπήρχε είτε ένας δισκοειδής ύφαλος ή συστάδες υφάλων (μικροατόλλες - patch-reef) είτε κάποιος μεγαλύτερος ύφαλος με τη μορφή φράγματος διεύθυνσης Α-Δ περίπου 3 km. Μεταξύ της χέρσου και του υφάλου σχηματίζονταν λιμνοθάλασσες, όπου το περιβάλον ήταν ήρεμο και οι επικρατούσες υδροδυναμικές συνθήκες ήταν χαμηλής ενέργειας. Το τμήμα αυτό αποτελούσε το εσωτερικό μέρος του υφάλου με την ανάλογη πανίδα και τους λιθολογικούς χαρακτήρες (Εικ. 5). β) Μπροστά από τον ύφαλο δηλ. προς την ανοικτή θάλασσα και που αποτελούσε το εξωτερικό μέρος του υφάλου επικρατούσαν υψηλής ενέργειας υδροδυναμικές συνθήκες με ανάλογη πανίδα και ιζηματολογικούς χαρακτήρες.

γ) Κατά τη διάρχεια ή μετά το Α.Τορτόνιο το φράγμα κατατεμαχίζεται με αποτέλεσμα την ανάμειξη πανίδων της ανοικτής θάλασσας (εξωτερικό μέρος του υφάλου) με πανίδες του εσωτερικού μέρους του υφάλου (κλειστή θάλασσα, λιμνοθάλασσα).

V. ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Ο προσδιορισμός των Τρηματοφόρων έγινε από την Μιχροπαλαιοντολόγο Ρ.-Μ. Μίρκου, την οποία και από την θέση αυτή θερμά ευχαριστούμε.

VI. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- BEZES, C., KNITHAKIS, E. & MARCOPOULOU-DIACANTONI, A..- Renseignements stratigraphiques et palιoicologiques du Tortonien supirieur de la colline Catharo (Lassithi, Crθte orientale). Rapp. Comm. int. Mer Midit., 28, 4, Monaco.
- BIZON, G., BIZON, J.J. coll. AUBERT, J. et OERTLI., 1972.- Atlas des principaux foraminifθres planctoniques du bassin muliterranuen Oligocθne ΰ Quaternaire. Edition technip., p. 316, Paris.
- DERMITZAKIS, M. 1969.-Geological researches of the Neogene deposits of the Hierapetra province in Crete. Ann. Gtol. Pays Hellun., 21, 342-484, Athônes.
- FRYDAS, D. 1986a.-Plankton Stratigraphie mariner Sedimente des Neogenes von Ost-Kreta (Sitia Gegend, Griechenland). Newsl. Stratigr., 16, 2, 69-83, Berlin Stuttgart.
- FRYDAS, D. 1986b.- Phytoplankton stratigraphy from Neogene marine depositions near Ierapetra, Crete, Greece. Palaeont.Z. Stuttgart, 60, 1/2, 11-19, Stuttgart.
- FRYDAS,D. 1988.- Nannoplankton-Stratigraphie von Karpathos und Kreta (Griechenland). Z.dt.geol.Ges., 139,237-257, Hannover.
- GRADSTEIN, . 1973.- The Neogene and Quaternary deposits in the district of Eastern Crete. Ann. Gtol. Pays Hellun., XXIV, 527-572, Athônes.
- KENNETT, J. P. & SRINIVASAN, M. S. 1975.-Stratigraphic occurrences of the Miocene planctonic foraminifer *Globoquatrina dehiscens* in Early Pliocene sediments of the Indian Ocean. *Rev. Esp. Micr.*, 7, 1, 5-14.
- MARCOPOULOU-DIACANTONI, A.1964.- La faune des Echinides mogθnes des Pays helluniques. Prakt. Akad. Athinon., 39, 285-297, Athθnes.
- MARCOPOULOU-DIACANTONI, A.1967.- La faune des Echinides nuog\u0099nes des Pays helluniques.Ann.Guol.des Pays hellun.,XVIII, 331-406, Ath\u0099nes.
- MARCOPOULOU-DIACANTONI, A. 1972.- Echinides *Clypeaster, Schizaster, Spatangus, Brissopsis* de l' Helvitien de l' Ele de Crôte centrale et orientale. Ann. Giol. Pays Hellin., 24, 130-160, Athônes.
- MARCOPOULOU-DIACANTONI, A. 1979 a .- Sur quelques Polypiers fossiles du Tortonien de Crête. Signification paluoteologique et paluogtographique. Ann. Gtol. Pays Hellun. hors str., fasc. II, 735-743, Athênes.
- MARCOPOULOU-DIACANTONI, A.1979b .- Biofaciôs au moyen des Echinides du Miocône supurieur dans l'Ele de Crôte (Grôce). (Recherche biostratigraphique et paluontologique). Ann. Guol. Pays Hellun., hors sur., fasc.II, 745-753, Athônes.
- ΜΑΡΚΟΠΟΥΛΟΥ- ΔΙΑΚΑΝΤΩΝΗ, Α. 1997.- Το θαλάσσιο παλαιοπεφιβάλλον του Τοφτονίου ΝΑ Κφήτης (όφια επαφχιών Βιάννου- Ιεφαπέτφας). Πρκ. 5^{ου} Πανελλ. Συμποσ. Ωκεαν. και Αλιείας, Ι, 423-426, Καβάλα.
- MARCOPOULOU-DIACANTONI, A. & KNITHAKIS, E. 1978.- The presence of the Tortonian Corals in the NW Dikty mountain (island of Crete, Greece). Tenth Inter. Congr. Sedim., 416-418, Jerusalem.
- MYLONAKIS, I., 1982-87.- Geological map. Sheet Ierapetra (scale 1:50.000) I.G.M.E., Athens.
- SYMEONIDES, N. 1966.- Das Neogen von Ostkreta. Ann. Guol. Pays hellun., XVI, 249-314, Athônes.
- ZACHARIASSE, W. J. 1975.- Planktonic foraminiferal biostratigraphy from the Late Neogene of Crete (Greece). *Utrecht Micropal. Bull.*, 11, 1-171, Utrecht.

Η ΑΝΕΥΡΕΣΗ ΒΡΥΟΖΩΩΝ ΣΤΟ ΚΑΤΩΤΕΡΟ ΠΛΕΙΟΚΑΙΝΟ ΤΗΣ ΚΡΗΤΗΣ (ΜΑΡΩΝΙΑ, ΕΠΑΡΧΙΑ ΣΗΤΕΙΑΣ). ΣΥΣΤΗΜΑΤΙΚΗ - ΠΑΔΑΙΟΟΙΚΟΛΟΓΙΑ* Α. ΜΑΡΚΟΠΟΥΛΟΥ- ΔΙΑΚΑΝΤΩΝΗ¹, Ρ. Μ. ΜΙΡΚΟΥ¹ ΚΑΙ Μ. ΠΑΠΑΔΑΚΗ¹

ΣΥΝΟΨΗ

Στην εργασία αυτή μελετώνται για πρώτη φορά τα Βρυόζωα, που βρέθηκαν στις αποθέσεις του Κ. Πλειόκαινου της περιοχής Αγ. Ιωάννη Μαρωνιάς Σητείας Κρήτης. Προσδιορίστηκαν 47 είδη, που ανήκουν στα Κυκλοστόματα (16) και Χειλοστόματα (31).Η μελέτη τους επέτρεψε- με βάση τη συνοδό πανίδα των Τρηματοφόρων-να δεχθούμε την ηλικία του Κ.Πλειόκαινου για τη συγκεκριμένη περιοχή. Βασιζόμενοι στους οικολογικούς παράγοντες, κάτω από τους οποίους ζουν τα Βρυόζωα μπορούμε να εκτιμήσουμε το παλαιοπεριβάλλον τους.

ABSTRACT

A rich fauna of Bryozoa from the Lower Pliocene of the Maronia district (location of Hagios loannis) had been studied. 47 species have been indentified belonging to the Cyclostomata (16) and Cheilostomata (31). This study allows to precise - based on the Foraminifers - the distribution of Bryozoans in this area of the South-East Mediterranean. Based on the zoarial forms, the bathymetry, the temperature and the bottoms, where some species live yet now, we attempt to give a reconstruction of the paleoenvironments. The Lower Pliocene age is based on the stratigraphic distribution of the following Foraminifers: *Amphistegina lessonii, Bolivina antiqua, Bulimina* cf. *minima, Cibicides refulgens, Globigerinoides extremus, Globigerinoides nepenthes, Globigerinella pseudobesa, Globulina fissicosta, Heterolepa dertonensis, Neogloboquatrina cf.acostaensis, Rectuvigerina siphogenerinoides, Sphaeroidinellopsis seminulina.*

KEY WORDS: Bryozoa, Systematics, Paleoecology, Fauna assemblage, Lower Pliocene, Maronia, (Sitia, Crete).
ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Βουόζωα, Συστηματική, Παλαιοοικολογία, Συνοδός πανίδα, Κατώτερο Πλειόκαινο, Μαρωνιά (Σητεία-Κρήτη).

Ι. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Οι νεογενείς αποθέσεις της ευρύτερης περιοχής (σχηματισμός Φανερωμένης) στην οποία ανήκει και η μελετηθείσα θέση του Αγ.Ιωάννη Μαρωνιάς ήταν ήδη γνωστές από παλιότερες μελέτες (Μαρχοπούλου-Διακαντώνη, Α.1972, 1975, 1979, Gradstein (1973), Μαρχοπούλου - Διαχαντώνη, Α. et al., 1993). Στα πλαίσια των μελετών μας - που αφορούν τα Βρυόζωα του Ελλαδικού χώρου- μελετήσαμε τα Βρυόζωα, που βρέθηκαν μέσα στις αργιλλούχες μάργες της θέσης του Αγ.Ιωάννη Μαρωνιάς. Η συνοδός πανίδα των Βρυοζώων αποτελείται από Τρηματοφόρα, Σπόγγους, Βραχιονόποδα, Αννελίδες, Εχινοειδή, Κοράλλια, Δίθυρα, Σκαφόποδα, Οστραχώδη, Ωτολίθους κ.ά.

Το ενδιαφέρον της έρευνας αυτής προέχυψε από την ανεύρεση - από μέρους του Καθηγ. κ. Γ. Παπαδάχη ερασιτέχνη Παλαιοντολόγου - ενός οδόντα Καρχαροειδούς. Η μελέτη της πανίδας των Δίθυρων, Γαστεροπόδων, Σκαφοπόδων, Κοραλλιών και Εχινοειδών επέτρεψε τις στρωματογραφικές και παλαιοοικολογικές ερμηνείες για τον σχηματισμό της Φανερωμένης (Μαρκοπούλου- Διακαντώνη, Α. 1972- 1975) τόσο για τις νεογενείς αποθέσεις της περιοχής: Αχλάδια Σητείας (Μαρκοπούλου- Διακαντώνη, Α., 1972) όσο και για την περιοχή του μεγάλου βυθίσματος της Σητείας(Μαρκοπούλου - Διακαντώνη, Α. *et al.*, 1993). Τα Βρυόζωα του σχηματισμού μελετώνται για πρώτη φορά. Για το σκοπό αυτό πραγματοποιήσαμε 2 δειγματοληψίες στη θέση, όπου και το ομώνυμο εξωκκλήσι του Αγ. Ιωάννη Μαρωνιάς. Μετά την επεξεργασία και μελέτη του υλικού των Βρυοζώων και της συνοδού πανίδας, κύρια των Τρηματοφόρων, προέκυψε ότι η τομή της Μαρωνιάς ανήκει στο κατώτερο Πλεόκαινο και όχι στο Μειόκαινο, που μέχρι τώρα ήταν γνωστό. Η ηλικία του Κατωτέρου Πλειο

^{*} THE FINDING OF BRYOZOANS FROM THE LOWER PLIOCENE OF CRETE(MARONIA-SITIA). SYSTEMATICS-PALEOECOLOGY.

^{1.} University of Athens . Dept. of Geology. Division: Hist. Geology & Paleontology. Panepistimioupoli Zografou, 15784, Athens, Greece.

καίνου στηρίζεται στη στρωματογραφική εξάπλωση των παρακάτω ανευρεθέντων Τρηματοφόρων: Amphistegina lessonii, Bolivina antiqua, Bulimina cf.minima, Cibicides refulgens, Globigerinoides extremus, Globigerinoides nepenthes, Globigerinella pseudobesa, Globulina fissicosta, Heterolepa dertonensis, Neogloboquatrina cf. acostaensis, Rectuvigerina siphogenerinoides, Sphaeroidinellopsis seminulina.

ΙΙ. ΤΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ ΜΕ ΒΡΥΟΖΩΑ

Στη θέση Αγ. Ιωάννης Μαρωνιάς (Εικ. 1-2) όπου και το ομώνυμο εξωκκλήσι υπάρχουν χαλαρές αργιλλούχες μάργες υποκίτρινες μεγάλου πάχους, που περιέχουν σημαντικό αριθμό απολιθωμάτων-κύρια Βρυοζώωντόσο σε αριθμό ατόμων όσο και σε αριθμό ειδών.



Εικ.1. Γεωγραφική θέση της περιοχής του Αγ. Ιωάννη. Fig. 1. Geographical location of the region Hagios Ioannis.



Εικ. 2. Άποψη της περιοχής μελέτης. Fig. 2. View of the studied area.

III. TA MEAETH<code>@ENTA</code> BPYOZ<code>ΩA</code> ME TH <code>ΣΥΝΟΔΟ</code> ΠΑΝΙΔΑ ΤΟΥΣ

I. TPHMATOФOPA	VI.BPYOZQA
1. Ammonia beccarii (LINNE)	1. Annectocyma major (JOHNSTON)
2.Amphicoryna sublineata (BRADY)	2. Biflustra savartii (SAV AUD.)
3. Amphistegina lessonii d'ORB.	3. Caberea boryi (SAV AUD.)
4. Anomalina pompilioides GAL.& HEM.	4. Calpensia nobilis (ESPER)
5.Asterigerinata planorbis(d'ORB.)	5. Cellaria fistulosa (LINNE)
6.Bolivina antiqua d'ORB.	6. Cellaria salicornioides AUD.
7.Brisalina cf. dilatata (REUSS)	7. «Cellepora» pumicosa (PALLAS)
8.Bulimina cf.minima TED. & ZAN.	8. Celleporaria palmata (MICHELIN)
9.Cibicides kullenbergi (PARKER)	9. Chaperia annulus (MANZ.)
10.Cibicides lobatulus (WALT.& JAC.)	10. Conopeum reticulum (L.)
11.Cibicides pseudoungerianus (CUSH.)	11. Cribrilaria innominata (COUCH)
12.Cibicides refulgens(d'ORB.)	12. Cribrilaria radiata (MOLL)
13.Elphidium aculeatum (d'ORB.)	13. Crisia denticulata (LAMARCK)
14.Elphidium complanatum(d'ORB.)	14. Crisia eburnea (LINNE)
15.Elphidium crispum (LINNE)	15. Crisia fistulosa (HELLER)
16.Fissurina sp.	16. Crisia hoernesi REUSS
17.Fursenkoina schreibersiana (CZJZEK)	17. Cupuladria canariensis (BUSK)
18.Globigerina bulloides d'ORB.	18 . Diplosolen obelium (JOHSTON)
19.Globigerina Woodi (JENKINS)	19. Diporula verrucosa (PEACH)
20.Globigerina nepentnes TODD	21. Entalophora probacidas (M. EDW.)
22 Clobigerinella prebulioides BLOW	22. Entalophora probocidea (MEDW.)
23 Globigerinella sinhonifera	23 Enthalophoroacia deflexa COUCH
24 Globigerinoides conglobatus (BRADY)	24 Enthalophoroecia deriexa cooch
25 Globigerinoides elongatus (d'OBB.)	25 Exidmonea atlantica (F in JOHN)
26. Globigerinoides extremus (BOL & BER.)	26. Frondipora verrucosa (LAM.)
27. Globigerinoides obliguus BOLLI	27. Hippopleurifera cf. surgens (MANZ.)
28.Globigerinoides ruber d'ORB.	28. Hippopodinella lata (BUSK)
29.Globigerinoides sacculifer (BRADY)	29. Hippoporina rarepunctata (REUSS)
30.Globigerinoides trilobus(REUSS)	30. Hornera frondiculata MONG.
31.Globoquadrina baroemoensis (Le ROY)	31. Lichenopora hispida (FLEMING)
32.Globulina fissicostata CUSH.& OZAWA	32. Lichenopora cf. mediterranea BLAIN.
33.Guttulina communis (d'ORB.)	33. Lunulites sp.
34. Gyroidinoides neosoldanii (BROTZEN)	34. Metrarabdotos maleckii CHEETHAM
35.Heterolepa dertonensis (RUSCEL.)	35. Porina coronata (REUSS)
36.Hopkinsina bononiensis (FORN.)	36. Reptadeonella violacea (JOHN.)
37.Lenticulina costata gymnaesica	37. Reteporella cf. cellulosa (LINNE)
38.Lenticulina orbicularis(d'ORB.)	38. Schizomavella auriculata (HASSALL)
<i>39.Marginulina glabra</i> d'ORB.	39. Schizoporella longirostris HINCKS
40.Miliolidae sp.	40. Schizoporella tetragona (REUSS)
41. Neoeponides schreibersii (d'ORB.)	41. Schizoporella unicornis JOHNSTON
42.Neogloboquadrina ci.acostaensis(BL.)	42. Scrupocellaria elliptica (REUSS)
43. Orbuina universa (d'ORB.)	43. Smittina cervicornis (PALLAS)
44. Of thomosphilla centricostata (COSTA)	44. IEIVIA IIIEGUIAIIS MENEGHINI
46 Praeglobobulimina ovata (d'OPB)	46. Turbicellenora corononus (WOOD)
47 Pullenia hulloides (d'ORB)	47 Turbicellepora lavesinuosa (VIGN)
48 Quinqueloculina longirostra d'ORB	48 Imbonula sp
49. Rectuvigerina siphogenerinoides (LP.)	VII. ΔΙΘΥΡΑ
50.Sphaerogypsina globula	Ostrea sp.
51. Textularia sagittula DEFRANCE	Lucina sp.
52.Textularia soldanii FORNASINI	VIII. ΓΓΑΣΤΕΡΟΠΟΔΑ
53.Uvigerina peregrina (CUSH.)	ΙΧ. ΣΚΑΦΟΠΟΔΑ
54. Uvigerina striatissima PERCONIG	Χ. ΣΚΩΛΗΚΕΣ
ΙΙ. ΠΥΡΙΤΙΟΣΠΟΓΓΟΙ	Portula sp.
ΙΙΙ. ΟΣΤΡΑΚΩΔΗ	ΧΙ. ΒΡΑΧΙΟΝΟΠΟΔΑ

ΙΥ. ΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΒΡΥΟΖΩΩΝ

Η συστηματική ταξινόμηση των Βουοζώων στηρίζεται στις μελέτες κυρίως των BUGE in PIVETEAU(1952)και BASSLER στο «Treatise of Invertebrate Paleontology»(Edit. MOORE,1953) τροποποιημένο από σύγχρονους συγγραφείς. Η πλειονότητα των ειδών έχει ήδη περιγραφεί(βλ.επισυναπτόμενη βιβλιογραφία).

ΣΥΣΤΗΜΑΤΙΚΗ

Φύλο:	BPYOZOA (BRYOZOA EHRENBERG, 1831)
Ομοταξία	: ΣΤΕΝΟΛΑΙΜΑ (STENOLAEMATA BORG, 1926)
Τάξη :	Κυκλοστόματα (Cyclostomata (= Tubuliporata) BUSK, 1852)
Υπόταξη :	Tubuliporina MILNE-EDWARDS, 1838
Οικογένει	a: Annectocymidae HAYW. and FRYL.,1985
Γένος :	Annectocyma HAYW. & FRYL., 1985
	Annectocyma major (JOHNSTON, 1847) (Πίν. Ι, εικ. 1)

Στοωματογοαφική και γεωγοαφική εξάπλωση και οικολογία. Μειόκαινο και Κ. Μειόκαινο Ιταλίας, Αυστρίας, Γαλλίας. Μ. Μειόκαινο Γαλλίας. Α.Μειόκαινο Μαρόκου, Αλγερίας, Κρήτης. Πλειόκαινο Ιταλίας, Τυνησίας, Αγγλίας, ΚάτωΧωρών.Α. Πλειόκαινο Κρήτης. Πλειστόκαινο Ιταλίας, Ρόδου. Σήμερα ζει στη Μεσόγειο, Αδριατική, Δ. και Α. Ατλαντικό, Ειρηνικό σε βάθος μεταξύ 3 και 200 m και σε ποικίλα υποστρώματα και στον Ατλαντικό σε μεγαλύτερα βάθη (362 m μεταξύ Ισπανίας και Μαρόκου).

Γένος: Entbalophoroecia HARMELIN, 1976

Enthalophoroecia qracilis HARMELIN, 1976 (Πίν. Ι, εικ.2)

Στοωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση και οικολογία.Πλειόκαινο Ιταλίας. Α. Πλειόκαινο Κοήτης. Πλειστάκαινο Ιταλίας.Σήμερα ζει στη Μεσόγειο και τον Ατλαντικό, σε βάθος μεταξύ 70 και 200 m και σε προκοραλλιογενή μέχρι κλαστικά υποστρώματα.

Enthalophoroecia deflexa (COUCH, 1844) (IIív.I, EIX. 3-4)

Στρωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση και οικολογία. Πλειόκαινο Ιταλίας. Α. Πλειόκαινο Κρήτης. Πλειστάκαινο Ιταλίας. Σήμερα ζει στη Μεσόγειο, σε βάθος μεταξύ 70 και 200 m και σε προκοκοραλλιογενή μέχρι κλαστικά υποστρώματα.

Οικογένεια: Frondiporidae BUSK,1875 Γένος : Frondipora LAMARCK, 1807

Frondipora verrucosa (LAMOUROUX, 1821) (Пі́v. II, εικ. 8)

Στοωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση και οικολογία. Μειόκαινο Ιταλίας, Αυστρίας, Γαλλίας, Πολωνίας, Τσεχοσλοβακίας, Μαρόκου, Αλγερίας. Πλειόκαινο Ιταλλιας, Ρόδου. Α. Πλειόκαινο Κρήτης. Πλειστόκαινο Ιταλίας.Σήμερα ζει στη Μεσόγειο και τον Ατλαντικό, σε βάθος 16-100 m και σε κλαστικά παράκτια υποστρώματα.

Οικογένεια: Tubuliporidae JOHNSTON, 1838

Γένος : Exidmonea DAVID, MONGEREAU & POUYET, 1972

Exidmonea atlantica (FORBES in JOHNSTON, 1847) (IIív. I, EIX. 5-6)

Στοωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση και οικολογία. Ηώκαινο Ιταλίας, Ουγγαρίας, Ρουμανίας, Β. Αμερικής(?) και Αργεντινής(?).Ολιγόκαινο Ιταλίας, Γερμανίας, Β. Αμερικής(?).Μειόκαινο Γαλλίας,Ιταλίας,Αυστρίας,Πολωνίας,Αιγύπτου, Λιβύης, Αλγερίας, Μαρόκου, Αυστραλίας. Πλειόκαινο Γαλλίας, Ιταλίας, Τυνησίας, Μαρόκου, Μεξικού. Α. Πλειόκαινο Κρήτης. Πλειστόκαινο Ιταλίας, Καναδά(?).Σήμερα ζει στη Μεσόγειο, Α. και Δ. Ατλαντικό, Ειρηνικό, Αρκτική και Ανταρκτική.Κοσμοπολίτικο σε βάθος μεταξύ 10 και 850 m και στη Μεσόγειο (Optimum) μεταξύ 40 και 100 m.

Οικογένεια : Diastoporidae

Γένος : Diplosolen CANU,1918

Diplosolen obelium (JOHNSTON, 1838)

Στρωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση και οικολογία. Μειόκαινο Γαλλίας, Αυστρίας, Ουγγαρίας, Αλγερίας, Μαρόκου, Αυστραλίας.Πλειόκαινο Γαλλίας, Ιταλίας, Τυνησίας, Μαρόκου. Πλειόκαινο Αγγλίας, Ιταλίας, Γαλλίας.Α.Πλειόκαινο Κρήτης. Πλειστόκαινο Ιταλίας.Σήμερα ζει στη Μεσόγειο.

Οικογένεια: Tervildae CANU & BASSLER, 1920

Γένος : Tervia JULLIEN, 1882

Tervia irregularis (MENEGHINI, 1845) (Πίν. ΙΙ, εικ. 7)

Στρωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση και οικολογία. Ηώκαινο Ισπανίας, Ουγγαρίας,Πόλωνίας. Ολι-

γόκαινο Γερμανίας. Μειόκαινο Γαλλίας, Αυστρίας,Ουγγαρίας, Τσεχοσλοβακίας, Ρουμανίας, Αλγερίας, Μαρόκου, Κρήτης. Πλειόκαινο Γαλλίας, Ιταλίας, Κάτω Χωρών, Βελγίου. Α. Πλειόκαινο Κρήτης. Πλειστόκαινο Ιταλίας. Σήμερα ζει στη Μεσόγειο, Α.Ατλαντικό, Ειρηνικό και Ινδικό σε βάθος μεταξύ 60 και 300 m στις ζεστές εύκρατες ζώνες.

Οιχογένεια: Entalophoridae REUSS, 1869 Γένος: Entalophora LAMOUROUX, 1821

Entalophora proboscidea (MILNE-EDWARDS, 1838)

Στοωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση και οικολογία. Ηώκαινο Ιταλίας, Ρουμανίας. Ολιγόκαινο Γερμανίας, Η.Π.Α. Μειόκαινο Γαλλίας, Αυστρίας, Αλγερίας, Μαρόκου, Αιγύπτου.Πλειόκαινο Ιταλίας,Ισπανίας. Πλειστόκαινο Ιταλίας. Σήμερα κοσμοπολίτικο?

Entalophora sp. Κακοδιατη<u>φ</u>ημένο είδος. Υπόταξη : Canceilata GREGORY, 1896 Οικογένεια: Horneridae GREGORY, 1899 Γένος : Hornera LAMOUROUX, 1821

Hornera frondiculata LAMOUROUX, 1821

Στοωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση και οικολογία. Ηώκαινο Γαλλίας, Ιταλίας, Γερμανίας, Ουγγαρίας, Πολωνίας, Ρουμανίας. Ολιγόκαινο Ιταλίας. Μειόκαινο Γαλλίας, Ιταλίας, Αυστρίας, Πολωνίας, Αλγερίας, Μαρόκου, Αιγύπτου, Αυστραλίας, Ν. Ζηλανδίας.Πλειόκαινο Γαλλίας, Ιταλίας, Κάτω Χωρών, Βελγίου, Αγγλίας. Α. Πλειόκαινο Κρήτης. Πλειστόκαινο Ιταλίας. Ζει σήμερα ο ι η Μεσόγειο, Α. Ατλαντικό, Ειρηνικό? σε βάθος από 40-200 m (opt. 70 και 100 m).

Υπόταξη: Articuiata BUSK, 1859

Οικογένεια: Crisildae JOHNSTON, 1847

Γένος : Crisia LAMOUROUX, 1821

Crisia denticulata (LAMARCK, 1816) (Пі́v. II, єг. 9)

Στρωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση. Οικολογικοί παράγοντες. Μ. Μειόκαινο Αυστρίας, Πλειόκαινο Γαλλίας, Ιταλίας, Αγγλίας, Βελγίου, Κάτω Χωρών, Τυνησίας, Ρόδου.Πλειστόκαινο Ιταλίας, Σικελίας. Είδος ευρύθερμο, ζει σήμερα στη Δ. Μεσόγειο και Αδριατική,στον Ατλαντικό και Ειρηνικό(?)στον αρκτικό τομέα σε βάθος 10-100 m.

Crisia eburnea (LINNE, 1758)

Στοωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση. Οικολογικοί παράγοντες. Μειόκαινο Ιταλίας, Αυστρίας, Πολωνίας, Ρουμανίας, Μαρόκου, Αλγερίας. Πλειόκαινο Ιταλίας, Αγγλίας, Ρόδου.Είδος κοσμοπολίτικο,ζει σήμερα σε 10-330 m σε κρύα μέχρι κρύα εύκρατα νερά.

Crisia fistulosa HELLER, 1867

Στρωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση. Οικολογικοί παράγοντες. Πλειόκαινο Ιταλίας, Αγγλίας, Ρόδου. Είδος κοσμοπολίτικο, ενδημικό της Μεσογείου κατά HARMELIN (1968, p.434) ζει σε βάθος από 3 μέχρι 60 m σε κοραλλιογενή συγκρίμματα.

Υπόταξη: Rectangulata WATERS, 1887

Οικογένεια: Lichenoporidae SMITT, 1866

Γένος : Lichenopora DEFRANCE, 1823

Lichenopora hispida (FLEMING, 1828)

Στοωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση. Οικολογικοί παράγοντες. Ηώκαινο Γαλλίας, Αιγύπτου. Ολιγόκαινο Γερμανίας. Μειόκαινο Γαλλίας, Αλγερίας. Πλειόκαινο Γαλλίας, Ιταλίας, Αγγλίας, Τυνησίας. Τεταρτογενές Ιταλίας. Ζει σήμερα μέχρι βάθος 420 m.

Lichenopora mediterranea DE BLAINVILLE, 1834

Στοωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση. Οικολογικοί παράγοντες. ιΜειόκαινο Γαλλίας, Αυστρίας, Ουγγαρίας, Τσεχοσλοβακίας, Αλγερίας. Πλειόκαινο Γαλλίας, Ιταλίας, Αλγερίας, Ρόδου. Πλειστόκαινο Ιταλίας. Ζει σήμερα στη Μεσόγειο και στους ωκεανούς Ειρηνικό και Ινδικό σε βάθος μεταξύ 35 και 400 m σε ζεστά μέχρι ζεστά εύκρατα νερά.

Ομοταξία: GYMNOLAEMATA ALLMAN, 1856 Τάξη: Cheilostomata BUSK, 1852 Υπόταξη: Anasca LEVINSEN, 1909 Υποδιαίφεση : Malacostega LEVINSEN, 1902 Οικογένεια: Membraniporldae BUSK, 1854

Biflustra savarti (SAVIGNY-AUDOUIN, 1826)

Στοωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση. Οικολογικοί παράγοντες. Μειόκαινο Αυστρίας. Πλειόκαινο Ιταλίας, Ισπανίας.

Conopeum reticuimn (LINNE, 1767)

Στρωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση. Οικολογικοί παράγοντες.

Ηώχαινο Κ.Π.Α.?. Μειόχαινο Γαλλίας, Πορτογαλίας, Λιβύης. Πλειόχαινο Ιταλίας, Μ. Ζηλανδίας, Ιαπωνίας?. Πλειστόχαινο Ιταλίας, Αργεντινής. Είδος πολύ ευρύαλο. Ζει σήμερα στη Μεσόγειο (?), τον Ατλαντικό και τον Β. Ειρηνικό.

Οιπογένεια: Cupuladriidae LAGAAIJ, 1952

Γένος : Cupuladria CANu & BASSLER, 1919

Cupuladria canariensis (BUSK, 1859)

Στρωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση. Οικολογικοί παράγοντες. Ολιγόκαινο Κάτω Χωρών. Μειόκαινο Γαλλίας, Γερμανίας, Κάτω Χωρών. Πλειόκαινο Κάτω Χωρών, Αγγλίας, Γαλλίας. Α. Πλειόκαινο Κρήτης. Ζει σήμερα στη Μεσόγειο και τον τροπικό Ατλαντικό.

Οιπογένεια: Lunulitidae LAGAAIJ, 1952

Γένος : Lunulites LAMARCK, 1816

Lunulites sp. Είδος σε κακή καστάσταση διατήρησης.

Οικογένεια: Chaperiidae JULLIEN, 1888

Γένος : Chaperia JULLIEN, 1881

Chaperia annulus (MANZONI, 1870)

Στρωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση. Οικολογικοί παράγοντες. Μειόκαινο Ιταλίας, Μαρόκου, Αλγερίας. Πλειόκαινο Κάτω Χωρών, Ισπανίας, Ιταλίας, Ρόδου. Α. Πλειόκαινο Κρήτης. Πλειστόκαινο Ιταλίας, Ελλάδας. Είδος τροπικό. Ζει σήμερα στη Μεσόγειο και στον Α.Ατλαντικό σε βάθος 30 -115 m σε ζώνες με ασθενή ρυθμό ιζηματογένεσης.

Υποδιαίφεση: Coilostega LEVINSEN, 1902

Οικογένεια: Calpensiidae CANU & BASSLER, 1923

Γένος : Calpensia JULLIEN, 1888

Calpensia nobilis (ESPER, 1797)

Στρωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση. Οικολογικοί παράγοντες. Ολιγόκαινο Καραϊβικής. Μειόκαινο Γαλλίας, Ιταλίας, Μαρόκου, Αλγερίας, Αιγύπτου. Πλειόκαινο Ιταλίας, Τυνησίας. Α. Πλειόκαινο Κρήτης. Πλειστόκαινο Ιταλίας. Ζει σήμερα στη Μεσόγειο και Α. Ατλαντικό σε βάθος Ο-60 m σε ζεστά εύκρατα νερά και κλαστικούς και οργανογενείς πυθμένες.

Οικογένεια: Thalamoporellidae LEVINSEN, 1902

Γένος : ThalamoporeUa HINCKS, 1887

Thalamoporella neogenica BUGE, 1950

Στρωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση. Οικολογικοί παράγοντες. Μειόκαινο Πορτογαλίας, Γαλλίας, Ιταλίας, Αλγερίας, Αιγύπτου. Πλειόκαινο Αγγλίας, Ισπανίας, Ιταλίας. Α. Πλειόκαινο Κρήτης. Πλειστόκαινο Ιταλίας (?).

Υποδιαίφεση: Pseudostega LEVINSEN, 1909

Οικογένεια: Cellariidae HINCKS, 1880

Γένος : Cellaria ELLIS & SOLLANDER, 1786

Cellaria fistulosa (LINNE, 1758) (IIív. I, EIN. 8-10)

Στοωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση. Οικολογικοί παράγοντες. Ολιγόκαινο Γερμανίας, Ιταλίας. Μειόκαινο Πορτογαλίας, Γαλλίας, Αυστρίας, Ιταλίας, Μαρόκου, Αλγερίας, Αιγύπτου, Κρήτης. Πλειόκαινο Πορτογαλίας, Ισπανίας, Γαλλίας, Ιταλίας, Τυνησίας, Κάτω Χωρών. Πλειστόκαινο Ιταλίας, Κάτω Χωρών. Είδος ημικοσμοπολιτικό (εκτός αρκτικών θαλασσών). Ζει σήμερα σε βάθος από 0-200 m. Στη Μεσόγειο σε βάθος 30-80 m κυρίως σε κοραλλιογενείς και κλαστικούς με όστρακα πυθμένες, σε ζεστά εύκρατα ή κρύα εύκρατα νερά.

Cellaria salicornioides LAMOUROUX, 1816

Στρωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση. Οικολογικοί παράγοντες. Μειόκαινο Πορτογαλίας, Ιταλίας, Αλγερίας. Πλειόκαινο Ιταλίας. Α. Πλειόκαινο Κρήτης. Ζει σήμερα στη Μεσόγειο, Α. Ατλαντικό, Ερυθρά θάλασσα σε βάθος μέχρι τα 100 m (opt. 50 - 80 m) σε πυθμένες ιλυώδεις και άμμους οστρακοφόρους της

υποπαφάκτιας ζώνης σε πιο ζεστά νεφά από την C. fistulosa. Υποδιαίφεση : Cellularina SMITT, 1867 Οικογένεια: Scrupocellariidae LEVINSEN, 1909 Γένος : Scrupocellaria VAN BENEDEN, 1845

Scrupocellana elliptica (REUSS, 1848) (Пі́v. I, εіх. 11-13)

Στοωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση. Οικολογικοί παράγοντες. Ηώκαινο Ισπανίας, Γαλλίας, Ιταλίας, Η.Π.Α. Ολιγόκαινο Γαλλίας, Ιταλίας. Μειόκαινο Πορτογαλίας, Γαλλίας, Αυστρίας, Πολωνίας, Ρουμανίας, Αλγερίας, Λιβύης, Αιγύπτου. Πλειόκαινο Πορτογαλίας, Ισπανίας, Ιταλίας, Τυνησίας, Αιγύπτου. Α. Πλειόκαινο Κρήτης. Πλειστόκαινο Ιταλίας. Ζει σήμερα σε όλες τις θάλασσες.

Οικογένεια: Cabereidae BUSK, 1852

Γένος: Caberea LAMARCK, 1816

Caberea boryi (SA IGNY-AUDOUIN, 1826)

Στοωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση. Οικολογικοί παράγοντες. Ολιγόκαινο Η.Π.Α. (?). Μειόκαινο Αιγύπτου, Αυστραλίας. Πλειόκαινο Ιταλίας. Πλειστόκαινο Ιταλίας. Ζει σήμερα στη Μεσόγειο, Α. και Δ. Ατλαντικό, Ειρηνικό και Ινδικό σε βάθος μεταξύ Ο και 100 m (μέγιστο αφθονίας από 20 - 60 m) σε διαφορετικούς πυθμένες, κυρίως σε λειμώνες με Ποσειδώνιες.

Υποδιαίφεση : Cribrimorpha LANG, 1916 Οικογένεια: Cribrillnidae HINCKS, 1880 Γένος : Cribrilaria CANU & BASSLER, 1929

Cribrllaria innominata (COUCH, 1844) (IIív. I, EIX. 14)

Στρωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση. Οικολογικοί παράγοντες. Είδος γνωστό από το Ηώκαινο (POUYET & MOISSETTE, 1992, p.48).Πλειόκαινο Ιταλίας. Α. Πλειόκαινο Κρήτης. Είδος κοσμοπολίτικο. Ζει σήμερα σε βάθος μεταξύ 10 και 400 m.

Υπόταξη : Ascophora LEVINSEN, 1909

Οικογένεια: Umbonulidae CANU, 1904

Γένος : Umbonula HINCKS, 1880

Umbonula sp. Είδος σε κακή καστάσταση διατήρησης.

Hippopleurifera cf. surgens (MANZONI, 1875)

Στρωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση. Οικολογικοί παράγοντες. Μειόκαινο Μαρόκου, Αλγερίας. Πλειόκαινο Ισπανίας, Ιταλίας.

Οικογένεια: Schizoporellidae JULLIEN, 1903

Γένος : Schlzoporella HINCKS, 1877

Schizoporella unicornis (JOHNSTON, 1847)

Στοωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση. Οικολογικοί παράγοντες. Ολιγόκαινο Γαλλίας. Μειόκαινο Πορτογαλίας, Γαλλίας,Ισπανίας, Γερμανίας, Πολωνίας, Αιγύπτου, Αλγερίας. Πλειόκαινο Ισπανίας, Ιταλίας, Αγγλίας, Κάτω Χωρών, Αλγερίας, Β. Αμερικής, Ιαπωνίας. Πλειστόκαινο Ιταλίας, Αγγλίας, Β. Αμερικής. Ζει σήμερα στη Μεσόγειο, Αδριατική, Β. Ατλαντικό, Ειρηνικό και Ινδικό σε βάθος γενικά μικρότερο των 50 m.

Schlzoporella longirostris HINCKS, 1886

Στρωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση. Οικολογικοί παράγοντες. Μειόκαινο Γαλλίας. Α. Πλειόκαινο Κρήτης. Ζει σήμερα στη Μεσόγειο και Ατλαντικό σε βάθος από 20-60 m σε κοραλλιογενείς ή κλαστικούς πυθμένες.

Schizoporella tetragona (REUSS, 1848) (IIív. I, EIX. 7)

Στοωματογοαφική και γεωγραφική εξάπλωση. Οικολογικοί παράγοντες. Γνωστό από το Μειόκαινο μέχοι σήμερα. Μειόκαινο Γαλλίας, Ιταλίας, Αυστρίας, Ρουμανίας. Πλειόκαινο Ελλάδας. Α. Πλειόκαινο Κρήτης. Τεταρτογενές: αβέβαιο.

Γένος : Emballotheca LEVINSEN, 1909

Emballotheca longidens (CI OLLA, 1921)

Στρωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση. Οικολογικοί παράγοντες. Α. Μειόκαινο Ισπανίας, Αλγερίας. Πλειόκαινο Ιταλίας. Α. Πλειόκαινο Κρήτης. Αντιπρόσωποι του γένους ζουν σε ζεστά νερά του Ειρηνικού και Ινδικού.

Γένος : Schizomavella CANU & BASSLER, 1917

Schizomavella auriculata (HASSALL, 1842)

Στρωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση. Οικολογικοί παράγοντες. Μειόκαινο Πορτογαλίας, Γαλλίας,

Αιγύπτου, Τυνησίας, Μαφόκου, Αλγεφίας, Αυστφαλίας, Ν. Ζηλανδίας. Πλειόκαινο Ισπανίας, Γαλλίας, Ιταλίας, Αγγλίας, Κάτω Χωφών, Βελγίου, Αλγεφίας. Α.Πλειόκαινο Κφήτης. Πλειστόκαινο Ιταλίας. Είδος ευφύθεφμο. Ζει σήμεφα στη Μεσόγειο, Αφκτική, Α. και Δ. Ατλαντικό, Ειφηνικό σε βάθος 0-200 m και στη Μεσόγειο αφθονεί μεταξύ 20 και 80 m. Προτιμάει πυθμένες σκληφούς και διαφοφετικούς.

Οικογένεια: : Microporellidae HINCKS,

Γένος : Diporula HINCKS,1880

Diporula verrucosa (EACH, 1868)

Στοωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση. Οικολογικοί παράγοντες. Πλειόκαινο Ιταλίας. Πλειστόκαινο Ιταλίας. Ζει σήμερα στη Μεσόγειο και Α.Ατλαντικό σε βάθος μεταξύ 70 και 120 m σε άμμο-ιλυώδεις και κοραλλιογενείς πυθμένες.

Οιχογένεια: Hippoporinidae BASSLER,1935 Γένος : Hippoporina NEVIANI, 1895

Hippoporina rarepunctata (REUSS, 1848)

Στρωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση. Οικολογικοί παράγοντες. Μειόκαινο Αυστρίας. Α. Πλειόκαινο Κρήτης.

Οικογένεια: : Smittinidae LEVINSEN, 1909 Γένος : Smittina NORMAN, 1903

Smittina cervicornis (ALIAS, 1766)

Στρωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση. Οικολογικοί παράγοντες.

Γνωστό από το Κφητιδικό μέχρι σήμερα (DAVID & DEMARCQ,1964, ρ.155). Ολιγόκαινο Ιταλίας. Μειόκαινο Πορτογαλίας, Γαλλίας, Αυστρίας, Γερμανίας, Πολωνίας,Ρουμανίας, Τσεχοσλοβακίας, Λιβύης, Μαρόκου, Αιγύπτου, Αλγερίας. Πλειόκαινο Πορτογαλίας, Ισπανίας, Τυνησίας, Αλγερίας, Βελγίου, Γαλλίας, Κάτω Χωρών. Α. Πλειόκαινο Κρήτης. Ζει σήμερα στη Μεσόγειο, Αδριατική, Α. Ατλαντικό. Στη Μεσόγειο ζει σε βάθος από 30-120 m (opt. μεταξύ 40 και 60 m). Αφθονεί μεταξύ 12 και 150 m σε πυθμένες κοραλλιογενείς και κλαστικούς. Στον Ατλαντικό μεταξύ 30 και 400 m.

Οικογένεια: Reteporidae SMITT, 1867

Γένος : Reteporella BUSK, 1884 (= Sertella JULLIEN, 1903)

Reteporella cf. cellulosa (LINNE, 1767)

Στοωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση. Οικολογικοί παράγοντες. Μειόκαινο Γαλλίας, Ιταλίας, Πολωνίας, Αλγερίας, Λιβύης. Πλειόκαινο Ισπανίας, Γαλλίας, Πορτογαλίας, Ιταλίας, Αγγλίας, Κάτω Χωρών. Πλειστόκαινο Ιταλίας, Ρόδου. Σήμερα ζει στη Μεσόγειο, στο Α. Ατλαντικό και Ινδικό, βάθος 20-1300 m και στη Μεσόγειο μεταξύ 30 -80 m.

Οικογένεια: Porinidae d'ORBIGNY, 1852

Γένος : Porina d' ORBIGNY, 1852

Porina coronata (REUSS, 1848) (Пív. II, ɛıx. 3)

Στοωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση. Οικολογικοί παράγοντες. Ηώκαινο Γαλλίας, Ισπανίας,Ιταλίας, Γερμανίας. Μειόκαινο Αυστρίας. Πλειόκαινο Γαλλίας, Πορτογαλίας.

Οιχογένεια: Metrarabdotosidae VIGNEAUX, 1949

Γένος : Metrarabdotos CANU, 1914

Metrarabdotos maleckii CHEETHAM, 1968 (Πίν. ΙΙ, εικ. 6)

Στοωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση.Οικολογικοί παράγοντες. Μειόκαινο Αυστρίας, Πολωνίας, Τσεχοσλοβακίας. Το Metrarabdotos χαρακτηρίζει τροπικές περιοχές. Οικογένεια: Cheiloporinidae BASSLER, 1936

Γένος : Hippopodinella BAROSSO, 1926

Hippopodinella lata (BUSK, 1856)

Στρωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση.Οικολογικοί παράγοντες. Μειόκαινο Αυστρίας, Αλγερίας. Πλειόκαινο Ισπανίας, Ιταλίας, Κάτω Χωρών, Ρόδου. Πλειστόκαινο Ιταλίας. Είδος παράκτιο. Ζει σήμερα στη Μεσόγειο, Ατλαντικό και Α. Ειρηνικό σε βάθος μεταξύ Ο και 30 m. σε νερά εύκρατα μέχρι ξεστά εύκρατα. Οικογένεια: Celleporariidae HARMER, 1957

Γένος : Celleporaria LAMOUROUX, 1821

Celleporaria palmata (MICHELIN, 1847) (Ilív. II, εικ. 1)

Στρωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση. Οικολογικοί παράγοντες. Μειόκαινο Γαλλίας, Βελγίου, Πορτογαλίας, Ισπανίας, Ιταλίας, Αυστρίας, Μαρόκου, Αλγερίας, Αιγύπτου. Πλειόκαινο Γαλλίας, Βελγίου, Πορτο-

γαλίας, Ιταλίας, Κάτω Χωρών, Αγγλίας, Αλγερίας. Οικογένεια: Celleporinidae BUSK, 1852 Γένος : Turblcellepora RYLAND, 1963

Turbicellepora coronopus (WOOD, 1844) (Пі́v. II, єк. 2)

Στοωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση.Οικολογικοί παράγοντες.Κ.Μειόκαινο Γαλλίας, Ισπανίας.Μ.Μειόκαινο Ιταλίας, Αυστρίας, Τσεχοσλοβακίας Πολωνίας, Ρουμανίας, Ισπανίας, Αιγύπτου. Α. Μειόκαινο Βελγίου, Ιταλίας, Μαρόκου, Αλγερίας, Κρήτης. Πλειόκαινο Ισπανίας, Γαλλίας, Πορτογαλίας, Ιταλίας, Αγγλίας, Βελγίου, Κάτω Χωρών, Αλγερίας, Τυνησίας. Α. Πλειόκαινο Κρήτης. Πλειστόκαινο Ιταλίας, Ρόδου. Σήμερα ζει στη Μεσόγειο και στο Α. Ατλαντικό σε νερά εύκρατα και 5-200 m και στη Μεσόγειο απο 20-200 m (μέγιστο από 40-60m,πυθμένες κλαστικοί και παράλιοι κοραλλιογενείς).

Turbicellepora laxesinuosa (IGNEAUX, 1949) (Πίν. ΙΙ, εικ. 4)

Στρωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση. Οικολογικοί παράγοντες. Μειόκαινο Γαλλίας. Πλειόκαινο Ελλάδας. Α. Πλειόκαινο Κρήτης.

Οικογένεια :«Celleporidae» AUCT. Γένος : «Cellepora» LINNE, 1767

evos : «Cenepora» LINNE, 1707

«Cellepora» pumicosa (ALIAS, 1766) (Пі́v. II, єін. 5)

Στρωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση. Οικολογικοί παράγοντες. Μειόκαινο Γαλλίας. Πλειόκαινο Ιταλίας, Αγγλίας, Κάτω Χωρών. Σήμερα ζει στη Μεσόγειο και στο Α. Ατλαντικό σε βάθος μεταξύ 10 και 100 m σε μαλακά οργανικά υποστρώματα.

ν. βαθυμετρικές και κλιματικές ενδειξείς με βάση τα βρυοζωά

Μεταξύ των μελετηθέντων Βουοζώων οοισμένα δίνουν βαθυμετοικές κλιματικές συνθήκες κατά τη διάφκεια της ιζηματογένεσης του Κ. Πλειόκαινου στη περιοχή του Αγ.Ιωάννη Μαρωνιάς Σητείας. Έτσι ο βιότοπος των Βουοζώων αντιστοιχούσε στην παράκτια ζώνη η δε μεγίστη συχνότητα των κυμαίνεται μεταξύ 30 και 35 m. Τα αναφερόμενα είδη στη παρούσα μελέτη επιτρέπουν να δεχτούμε μικρό βάθος κυμαινόμενο μεταξύ 30 και 35 m. Από κλιματική άποψη τα ανευρεθέντα είδη στη περιοχή Αγ.Ιωάννη Μαρωνιάς, σήμερα δεν είναι ούτε αποκλειστικά τροπικά ούτε αρκτικά, ορισμένα κοσμοπολίτικα ή ενδημικά, ενώ η πλειονότητα απαντά σε ζεστό εύχρατο κλίμα.

VI. ΣΧΕΣΕΙΣ ΜΕΤΑΞΥ ΣΧΗΜΑΤΟΣ ΖΩΑΡΙΟΥ ΚΑΙ ΔΙΑΜΟΝΗΣ

Μεταξύ των ευθύγραμμων και εύθραυστων αποικιών ο τύπος reteporiform (Reteporella septentrionalis) αποικεί σε σκληρό υπόστρωμα με ασθενή ρεύματα και ασθενή ιζηματογένεση (1 είδος). Το ίδιο ισχύει και με τον τύπο membraniporiform (Membranipora tuberculata) που κυριαρχεί σε παράκτιες ή υποπαράκτιες ζώνες(20 είδη). Στις επιχρίουσες αποικίες, ο τύπος celleporiform {Turbicellepora, Celleporaria) προτιμάει σκληρό υπόστρωμα η εύκαμπτο με ασθενή ρεύματα και ασθενή ιζηματογένεση, σε παράκτιες και υποπαράκτιες ζώνες. Οι κυριαρχούσες αποικίες αυτού του τύπου είναι συμπαγείς και κλαδωτές (4 είδη). Αποικίες ελασματοειδείς και εύθραυστες του τύπου adeoniform (Smittina cervicornis) εγκαθίστανται σε υπόστρωμα στερεό η σε κοραλλιογενή πυθμένα μεταξύ 20 και 50 m (3 είδη). Ο τύπος lunuiitiform (Lunulites)(Ι είδος), ελεύθερη μορφή, περιορίζεται αποκλειστικά σε ευκίνητο υπόστρωμα (αμμώδεις ή ιλυοαμμώδεις πυθμένες) με ισχυρά ρεύματα και υψηλή ιζηματογένεση. Αυτά που συλλέχθηκαν σε πυθμένες με κροκάλες ή με όστρακα δεν ζούσαν εκεί πραγματικά, αλλά υπέστηκαν μεταφορά. Οι σημερινές συνθήκες, που ζουν τα Βρυόζωα του τύπου lunuiitiformνερά ζεστά εύκρατα ή μεσοτροπικά - μπορούν να εφαρμοστούν στους αντιπροσώπους της μελετηθείσας περιοχής. Όλες οι αποικίες δείχνουν ότι έζησαν σε ήρεμα νερά: παράκτιες και υποπαράκτιες ζώνες, θάλασσα ζεστή εύκρατη και πυθμένες παράλιοι κλαστικοί κοραλλιογενείς ή άμμοι με κογχύλια κα ιλυώδεις.

VIII. ΠΕΡΙΛΗΨΗ - ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Στη θέση Αγ.Ιωάννη Μαφωνιάς Σητείας και μέσα στους αργιλομαργαικούς νεογενείς σχηματισμούς βρέθηκε σημαντικός αριθμός απολιθωμάτων - κύρια Βρύοζωα -που σε συνδυασμό με την πανίδα των Τρηματοφόφων δίνουν ηλικία Κ. Πλειοκαίνου. Αναφέρονται για πρώτη φορά τα Βρυόζωα του σχηματσμού γνωστού, μέχρι σήμερα ότι ανήκει στο Μειόκαινο. Η μελετηθείσα πανίδα αποτελείται κύρια από 54 είδη Τρηματοφόρων και 48 είδη Βρυοζώων. Η πανίδα αυτή υποδηλώνει για τις αποθέσεις αυτές μικρό βάθος(30 m), κλίμα ζεστό και εύκρατο. Μεταξύ των συλλεχθέντων Βρυοζώων, από ποσοτική άποψη, οι κυριαρχούσες αποικίες - αρκετά ογκώδεις - είναι αυτές της οικογένειας Celleporidae. Μεγάλη η συμμετοχή και των ελασματοειδών μορφών Thalamoporella, Calpensia, Membra-nipora κλπ. ως και των κλαδωτών Smittina, Reteporella, Hornera, Tervia, Crisia κλπ. που είναι εξίσου άφθονο, αλλά όχι τόσο εντυπωσιακά. Οφισμένα είδη μποφούν να ζήσουν και σε μεγαλύτεφα βάθη των 200 m.Oπως και σε μικφότεφα βάθη(Exidmonea atlantica, Reteporella septentrionalis κ.ά.).Υπάφχουν επίσης είδη τφοπικά ή υποτφοπικά (π.χ. Metrarabdotos) και είδη, που ζουν σήμεφα σε εύκφατα ή εύκφατα κφύα Reteporella septentrionalis, Microporella ciliata, Schizoporella unicornis κ. ά.).

ΙΧ. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

ANNOSCIA, E. 1963.- Antozoi e Briozoi nelle argille calabriane di Venosa (Potenza). Geol. Rom., 2, 215-278.

- BASSLER, R. S. 1953.- Bryozoa. Treatise on Invertebrate Paleontology. *Edit. MOORE, Geol. Soc. Amer.,*. Part G, 253 ps, Univ. Kansas Press, Lawrence.
- BUGE, E. 1952.- Classe des Bryozoaires in PIVETEAU, J. : Traité de Paléontologie. Masson & Cie, édit., I, 688-749, 142 fig., Paris.
- DAVID, L. & DEMARCQ, G. 1964.- Contribution à l'étude de la faune des Bryozoaires du Burdigalien de la vallée du Rhône.*Inst. «Lucas Mallada», C. S. I. C. (Espana). Curs. Confer.*, IX, 153-158.
- GRADSTEIN, F. M. 1973.- The Neogene and Quaternary deposits in the district of Eastern Crete. Ann. Geol. Pays Hellén., XXIV, 527-572, Athènes.
- HARMELIN, J. G. 1968.- Contribution à l'étude des Bryozoaires Cyclostomes de Méditerranée : Les Crisia des côtes de Provence. *Bull. Mus. Hist. Nat.*, 2ème sér., 40, 413-437, Endoûme.
- MARCOPOULOU-DIACANTONI, A. 1972- Les Bryozoaires Cheilostomes et Cyclostomes des couches thyrréniennes du golfe de Corinthe (Grèce méridionale). *Rapp. Comm. Int. Mer Médit.*, 28, 4, 247-249, Monaco.
- MARCOPOULOU-DIACANTONI, A.1975.- Les Bryozoaires actuels du golfe de l' Eubée septentrionale. *Biol. Gallo-hellén.*, 12, 159-165, Patras (1984).
- MARCOPOULOU-DIACANTONI, A. 1993.- The Bryozoans from the marine region between Rio and Antirrio (Patraikos Korinthiakos Gulf, Hellas). Ecology Taxonomy. Proc. 4th Nat. Symp. Oceanogr. Fish., 471-472, Rhodes.
- ΜΑΡΚΟΠΟΥΛΟΥ-ΔΙΑΚΑΝΤΟΝΙ,Α., ΜΙΡΚΟΥ, Μ.-Ρ., ΛΟΓΟΣ, Ε., ΑΝΔΡΕΑΔΟΥ, Α. & ΖΕΡΗ, Σ. 1993.-Νέα δεδομένα στη στρωματογραφία του Νεογενούς στο νεοτεκτονικό βύθισμα Σητείας (Α. Κρήτη). Δελτ.Ελλην.Γεωλ.Ετ., ΧΧΙΧ, 17-31, Αθήνα.
- MARCOPOULOU-DIACANTONI, A. & WUEST, J. 1999.- Les Bryozoaires du Pliocène supérieur de Crète (Formation de Tsoutsouros, Province de Monofatsiou, S E d' Heraklion). *Rev. Paléobiol. Genève* (1999) 18 (2): 547-576.
- POUYET, S. & MOISSETTE, P. 1992.- Bryozoaires du Pliocène d' Altavilla (Sicile Italie): Revision de la collection CIPOLLA, Nouvelles données, Paléo?éologie.*Palaeontographica A*, Bd. 223, p. 19-101, Stuttgart.

ΕΠΕΞΗΓΗΣΕΙΣ ΠΙΝΑΚΩΝ

ΠΙΝΑΚΑΣ Ι

Егя. 1. Annectocyma major (JOHNSTON), 32x

EIR. 2. Entalophoroecia gracilis HAMERLIN, 32x

Егя. 3-4. Entalophoroecia deflexa (COUCH), 32x

Екя. 5-6. Exidmonea atlantica (FORBES in JOHNSTON), 5: 16x, 6: 13x

Еня. 8-10. Cellaria fistulosa (LINNE), 8: 17х, 9: 49х, 10: 57х

Еих.11-13.Scrupocellaria elliptica (REUSS), 11, 13: 27x, 12: 52x

EIN.14. Cribrilaria innominata (COUCH), 57x

ΠΙΝΑΚΑΣ ΙΙ

Егя. 1. Celloporaria palmata (MICHELIN), 32x

Егя. 2. Turbicellepora coronopus (WOOD), 21x

EIN. 3. Porina coronata (REUSS), 10x

EIN. 4. Turbicellepora laxesinuosa (VIGNEAUX), 25x

EIR. 5. "Cellepora" pumicosa (PALLAS), 13x

Eix. 6. Metrarabdotos maleckii CHEET., 32x

Eux. 7. Tervia irregularis (MENEGHINI), 20x

Eix. 8. Frondipora verrucosa (LAMOUROUX), 6,5x

EIR. 9. Crisia denticulata (LAMARCK), 65x





ΠΛΕΙΣΤΟΚΑΙΝΙΚΕΣ ΠΑΝΙΔΕΣ ΤΟΥ ΣΠΗΛΑΙΟΥ «ΓΛΥΦΑΔΑ» ΔΙΡΟΥ ΛΑΚΩΝΙΑΣ* Ν.Κ.ΣΥΜΕΩΝΙΔΗΣ¹, Β.Ι.ΓΙΑΝΝΟΠΟΥΛΟΣ²

ΣΥΝΟΨΗ

Το σπήλαιο «Γλυφάδα» βρίσκεται στην νότια Πελοπόννησο στην χερσόνησο της Μάνης. Έχει δημιουργηθεί μέσα σε ημικρυσταλλικούς, ανω-κρητιδικούς ασβεστολίθους της ενότητας Μάνης και η σημερινή του μορφή είναι πολυδαιδαλώδης.

Τα τελευταία χρόνια γίνεται μία συστηματική έρευνα και μελέτη του περιβάλλοντος του σπηλαίου κατά την οποία εντοπίστηκαν, κυρίως σε υποβρύχια τμήματά του, πληθώρα παλαιοντολογικών ευρημάτων ενδεικτικών για την παλαιοπανίδα της περιοχής πριν από περίπου 32.000 χρόνια.

ABSTRACT

The cave of "Glyfada" is located in Mani peninsula, in the perfecture of Laconia, about 2 km. north to the Municipality of Diros.

It was discovered in 1923 by the local agents of the town, but it has been systematically studied since 1949 up to now; a corridor-with the secondary developments-of 10.606 m. length has been surveyed and mapped, while it was found that there is a part of 1833 m. being submarine.

The cave has been developed in semi-crystallized Upper Cretacean and Eocean limestones of Mani Unit; it develops a labyrinth like morphology.

The first paleontological findings are reported in 1957-58, by Petrochilos, the first geologist who discovered the cave. Since 1994, there has been ongoing a systematic study of the environment of the cave, while, in thirteen different sites in the cave, a large amount of bones was located, attributed to prehistoric mammals and specifically to *Hippopotammus amphibius* LINNE, although the new evidence provides data for a new species. It was also located the species *Martes foina* ERXLEBEN, *Dama dama* LINNE, a fragment of the upper jaw RUMINANDIA, bones of birds, the carnivore *Panthera sp., Panthera leo* LINNE, *Crocuta crocuta* ERXLEBEN and, lastly, *Monachus monachus*.

The taxonomic identification was conducted in the Paleontological Laboratory of the University of Athens and the Institute of Paleontology in Vienna. The dating was undertaken in the Centre of Isotopic Research in the University of Groningen in Holland.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: σπήλαιο, Διρός, πανίδα, ιπποπόταμος, πλειστόκαινο. **ΚΕΥ WORDS:** cave, Diros, fauna, hippopotamus, pleistocene.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Το σπήλαιο βρίσκεται στο Νομό Λακωνίας στη χερσόνησο της Μάνης και απέχει περίπου 2 χλμ. βόρεια από την κοινότητα Πύργου Διρού. Η πρόσβαση σ' αυτό γίνεται διαμέσου ασφαλτοστρωμένης οδού, η οποία αποτελεί συνέχεια της εθνικής οδού Γυθείου-Αρεόπολης και Καλαμάτας-Αρεόπολης.

Το σπήλαιο «Γλυφάδα» ή «Βλυχάδα» στην τοπική διάλεκτο, οφείλει το όνομά του στο υφάλμυρο νερό που εκβάλλει στην θάλασσα από την φυσική του είσοδο. Από την είσοδο αυτή και με σκοπό την ανεύρεση πόσιμου ύδατος το 1923, οι κάτοικοι της περιοχής ανακάλυψαν τυχαία τις πρώτες αίθουσες του σπηλαίου. Η πρώτη συστηματική εξερεύνηση έγινε από τον γεωλόγο-σπηλαιολόγο Ι.Πετρόχειλο και την σύζυγό του το 1949 (Εικ.1).

Μέχρι το 1992 το συνολικό μήκος των εξερευνημένων διαδρόμων του σπηλαίου ήταν 6.200 μ. και η έκτασή του 34.100 m² (Ι.ΜΠΑΣΙΑΚΟΣ 1993). Σήμερα, ύστερα από νεότερες εξερευνήσεις, το μήκος των διαδρόμων έχει φτάσει τα 10.606 μ., από τα οποία τα 1833μ. είναι υποβρύχια.

^{*} PLEISTOCENE FAUNAS OF "GLYFADA" CAVE, DIROS, LACONIA.

^{1.} University of Athens, Dept. of Geology, Section of Historical Geology, Panepistimiopolis, 15784 Athens, Greece.

^{2.} Ministry of Culture, Dept. of Paleoanthropology-Speleology, Ardittou 34B, 11636 Athens, Greece.



Εικ. 1. Κάτοψη του σπηλαίου "Γλυφάδαl Διρού Λακωνίας με τις θέσεις όπου εντοπίστηκαν οστά Fig. 1. Plan of the cave with the places where the bones has been found

2. ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ

Στην ευρύτερη περιοχή της χερσονήσου της Λακωνικής Μάνης απαντώνται δύο κύριες γεωτεκτονικές ενότητες. Η ενότητα Κρήτης-Μάνης ή "Plattenkalk" (THIEBAULT, 1977, JACOBSHAGEN, 1986) και η επωθημένη σε αυτήν ενότητα της Τρίπολης.

Γενικά το ανάγλυφο της χερσονήσου είναι απότομο με μοναδική εξαίρεση την «ταράτσα» που έχει δημιουργηθεί στην δυτική πλευρά αυτής και σε υψόμετρο 200-350μ.

Το σπήλαιο έχει διανοιχτεί μέσα στους ημικουσταλλικούς ανωκοητιδικούς-ηωκαινικούς ασβεστολίθους της ενότητας Μάνης. Η φυσική του είσοδος βρίσκεται στην νότια πλευρά του όρμου Διρού και σε υψόμετρο 0,5μ. πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας. Η σημερινή μορφή του σπηλαίου είναι δαιδαλώδης και οφείλεται κατά μεγάλο ποσοστό στις μορφολογικές διακυμάνσεις που έχουν προκληθεί από την δημιουργία του πυκνού διακόσμου.

3. ΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Ήδη από τα πρώτα χρόνια της εξερεύνησης του σπηλαίου είχαν αναφερθεί τα πρώτα παλαιοντολογικά ευρήματα (Ι.ΠΕΤΡΟΧΕΙΛΟΣ 1957, 58, Α.ΠΕΤΡΟΧΕΙΛΟΥ 1974) χωρίς από τότε να έχει γίνει καμία συστηματική έρευνα.

Κατά τη διάρχεια των μελετών των τελευταίων ετών και ειδικότερα των υποβρυχίων εξερευνήσεων εντοπίστηκαν σε διάφορες θέσεις του σπηλαίου παλαιοντολογικά ευρήματα. Η πληθώρα και η σπουδαιότητα αυτών των ευρημάτων έδωσε το έναυσμα για την λεπτομερέστερη μελέτη τους.

Ο μεγαλύτερος αριθμός οστών εντοπίστηκε σε αργιλοψαμμιτικό στρώμα και κυρίως σε θέσεις μορφολογικά ευρύχωρες. Μοναδική εξαίρεση παρουσίασε το στρώμα ερυθράς γης στην θέση 9 (Αποβάθρα) του οποίου τα οστά, σε αντίθεση με τα υπόλοιπα, φαίνεται να έχουν μεταφερθεί από τον εξωτερικό χώρο. Μέχρι σήμερα έχουν συλλεχθεί περισσότερα από 150 (προσδιορίσιμα) ακέραια οστά (βλ. λίστα) και πάνω από 400 τμήματα οστών, ενώ μεγάλος αχόμη αριθμός οστών έχει παραμείνει στη θέση του (Εικ. 1,2).



Εικ.2. Τμήμα του σπηλαίου "Γλυφάδα" Διρού με τις οστεοφόρες θέσεις 1-8 Fig.1. Part of IGlyfadal Diros cave with the locations of the bones 1-8

Η συστηματική παλαιοντολογική μελέτη έδειξε αρχικά ότι το μεγαλύτερο μέρος αυτών των οστών ανήκουν στο είδος *Hippopotammus amphibius* (LINNE) χωρίς να αποκλείεται όμως, σύμφωνα με τις τελευταίες έρευνες (βλ. διαγράμματα) να πρόκειται για νέο είδος ή τουλάχιστον για εξέλιξη του προαναφερθέντος είδους, το οποίο να εμπίπτει μεταξύ του *H.amphibius* και *H. incognitos*(Εικ. 3,4).

Η ταύτιση των οστών έγινε στο εργαστήριο Παλαιοντολογίας του Πανεπιστημίου Αθηνών και στο Γεωλογικό και Παλαιοντολογικό Τμήμα του Φυσιογραφικού Μουσείου της Βιέννης από τους συγγραφείς της εργασίας αυτής (Βλέπε πίνακες 1 και 2).

Μετρήσεις*	Η. Απρ Μετρήσ m. FAUR	Η. Amphibius Μετρήσεις από FAURE (1985)		Η. major Μετρήσεις από m. FAURE (1985)		H. Incognitus Μετρήσεις από m. FAURE (1985)		otamus α αιο Δι _ί ακωνίας	χπό το ρού
	Μέσος	Mini-	Μέσος	Mini-	Μέσος	Μέσος Mini-		No.81	No.82
	όρος	Maxi	όρος	Maxi	όρος	Maxi			
L	67,83	57-78	82,64	68-92	75,16	63-87	70,3	77,7	80,1
L. ant.	38,54	34-45	46,25	42-54	42,81	34,5-50	39,5	40,3	40,7
L. med.	37,39	32-43	44,57	39-50	40,49	33-48	38,6	32,9	34,3
L. post.	30,50	21-34	31,80	21-40	28,51	19-35	32,2	35	35,6

Πίναχας 1: Μετρήσεις γο	ομφίων (M;)No.	80, No.	81, No.	82
-------------------------	----------------	---------	---------	----

*Όλες οι μετρήσεις σε mm

Μετρήσεις*	Η. Amphibius :ις [*] Μετρήσεις από m. FAURE (1985)		Η. major Μετρήσεις από m. FAURE (1985)		Η. Ιπο Μετρή m. (1	cognitus σεις από FAURE .985)	Hippopotamus από το Σπήλαιο Διρού Λακωνίας		
	Μέσος	Mini-	Μέσος	Mini-	Μέσος	Mini-	No.85	No.86	
	όρος	Maxi	όρος	Maxi	όρος	Maxi			
L	42	33-53	46,63	36-60	46,16	39-55	41,6	51,3	
L. ant.	39,86	36-45	44,31	40-56	41,69	37-45	40,8	51,7	
L. post.	41,89	38-49	44,53	40-46	43,19	39-49	44,6	50,7	

Πίναχας 2: Μετρήσεις γομφίων (M-1 dext) No. 85, No. 86

*Όλες οι μετρήσεις σε mm



Εικ.3. Διάγραμμα σχέσεων των μέσων διαστάσεων των τέταρτων μετακαφπικών (Mc IV) Fig.3. Diagram of relation of average dimensions of Mc IV



Εικ.4. διάγφαμμα σχέσεων των μέσων διαστάσεων των τρίτων μετακαφπικών (Mc III) Fig.4. Diagram of telation of average dimensions of Mc III

Επίσης εντοπίστηκαν τα είδη των Σαρκοφάγων: Panthera sp., Panthera leo LINNE, Crocuta crocuta ERXLEBEN και Monachus monachus HERMANN. Τα είδη αυτά προσδιορίστηκαν στο Ινστιτούτο Παλαιοντολογίας του Πανεπιστημίου της Βιέννης από την Δρ. Doris Nagel.

Ακόμα αναγνωρίστηκαν τα είδη Martes foina (ERXLEBEN), Dama dama LINNE, τμήμα άνω σιαγόνας RUMINANTIA και οστά από ΠΤΗΝΑ.

Οι χρονολογήσεις των οστών και του ανθρακικού υλικού που τα είχε επικαλύψει έγιναν στο Κέντρο Έρευνας Ισοτόπων του Πανεπιστημίου Groningen της Ολλανδίας. Η χρονολόγηση των οστών δεν κατέστη δυνατή λόγω της απουσίας κολλαγόνου. Αντίθετα η χρονολόγηση του ανθρακικού υλικού έδωσε ηλικία 31.650±550 B.P. Η ηλικία αυτή μπορεί να θεωρηθεί ως η ελαχίστη ηλικία των οστών, αφού δεν γνωρίζουμε τις συνθήκες και τον χρόνο παραμονής τους στο σπήλαιο πριν την δημιουργία του ανθρακικού στρώματος επάνω σε αυτά.





4. ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΟΣΤΩΝ

HIPPOPOTAMIDAE (MAMMALIA, ARTIODACTYLA) ΕΙΔΟΣ : *Hippopotamus amphibius* LINNE

- No.1 Σπόνδυλος ουραίος (Vertebra Caudal)
- No.2 Σπόνδυλος ουραίος 6^{th} (Vertebra Caudal 6th)
- No.3 Σπόνδυλος ουραίος 3^{th} (Vertebra Caudal 3^{th})
- No.4 Σπόνδυλος 5^{th} (Vertebra Caudal 5th)
- Νο.5 & 6 Τμήματα Σπονδύλου
- No.7 Σπόνδυλος 7th (Vertebra 7th)

No.8 & 9	Aτλας (Atlas)
No.10	Σπόνδυλος 4th (Vertebra 4th)
No.11	Σπόνδυλος εμποόσθιος (Vertebra)
No.12	Σπόνδυλος 5 th (Vertebra 5 th)
No.13	Mnoός δεξιός (Femur dext)
No.14	Μηρός δεξιός (Απώτατη επίφυσης γεαρού ατόμου) (Femur dext)
No.15	Μηρός αριστερός (Femur sin)
No.16	Kάτω τμήμα δεξιάς χγήμης (Tibia dext)
No.17	Κνήμη αριστερή (Tibia sin)
No.18	Κνήμη δεξιά νεαρού ατόμου (Tibia dext Juvenile)
No.19	Kyńun δεξιά (Tibia dext)
No.20	Κνήμη αριστερά νεαρού ατόμου (Tibia sin juvevile)
No.21	Κνήμη αριστερά (εγγύτατη επίφυση) (Tibia sin juvenile)
No.22	Βοαγίων δεξιός (Humerus dext)
No.23	Βοαχίων αριστερός (Humerus sin)
No.24	Kεοχίς χαι απώτατη επίωυση δεξ. (Radius dex Juvenile)
No.25	Ωλένη δεξιά (Ulna dext Junevile)
No.26	Επινονατίς αριστερά (Rotula sin)
No.27	Επιγονατίς δεξιά (Rotula dext)
No 28	Πλευοά (τμήμα)
No.29	$A \sigma \tau_0 \dot{\sigma} \sigma \sigma_0 \sigma \tau_0 \sigma \sigma_0 \sigma_0 \sigma_0 \sigma_0 \sigma_0 \sigma_0 \sigma_0 \sigma_0 \sigma_0$
No 30	Actorization de los (Astragalus dext)
No 31	Actorization de Elor (Astragalus dext)
No 32	$\Pi \tau \epsilon_{0} v \alpha \delta \epsilon_{1} \alpha (Calcaneus dext)$
No 33	$\Lambda_1 \theta_0 \sigma_0 \eta_0 \sigma_0 \sigma_0 \sigma_0 \sigma_0 \sigma_0 \sigma_0 \sigma_0 \sigma_0 \sigma_0 \sigma$
No 34	$Λ_1$ θοτυμπανικό δεξιό (Petrosum dext)
No 35	$Λ_1$ θοπυμπανικό δεξιό (Petrosum dext)
No.36	Mstavaonivá III $\delta_{s} \Sigma_{i} \Delta (M_{c} III devt) (Fiv. 5)$
No 37	Metavaonino III deglo (Me III dext) $(Eix. 3)$
No 38	Mstavaotivó V aciot (Mc V sin)
No 39	Meravaonivó V aplot. (Mc V sin)
No 40	Metanaptino V aport. (Me V shi) Metanaptino II $\delta \varepsilon \xi$ (Me II devt)
No 41	Meranaguno III golge (Mt III sin)
No.42	Meraraogivó IV agiot. (Mt IV sin)
No.43	Metatapoino IV apor $(Mt V sin)$
No 44	Metatapoixo V aport. (Mt V sin)
No 45	Metatapoino II aport. (Mt II shi) Metatapoino V $\delta c \varepsilon$ (Mt V dext)
No.45	1° $\Phi(\lambda)$
No.40	1° $\Phi(\lambda)$ (1°)
No.48	$1^{\circ} \Phi(\lambda) = 0^{\circ} \mu = 0^{\circ} \mu = 0^{\circ} \mu = 0^{\circ} (\lambda = 0^{\circ} \lambda = $
No.40	$2^{\circ} \Phi(\lambda) = 0$ ustata a substitution of the section (Phalanz Mt III sin)
No.50	$2^{\circ} \Phi \alpha \lambda \alpha \gamma \alpha 3^{\circ} \mu \epsilon \alpha \alpha \alpha \alpha \alpha \alpha \lambda \delta \delta \delta \alpha \alpha (Phalanx Mt II devt)$
No.51	$2^{\circ} \Phi \alpha \lambda \alpha \gamma \gamma \alpha 2^{\circ \circ} \mu \epsilon \tau \alpha \tau \alpha \sigma \sigma \gamma \alpha \alpha \gamma (Phalanx Mt III)$
No.52 56	$\Delta \phi$ (Phalanx)
No 57	Krynur ysgoon gróuon (Tibia Invenile)
No 58	K_{ij} V_{ij} V
No.50	Kronie usocoń azónon (Radius Invenile)
No.60	Kegnig verigeou arouou (Radius Juvenile)
No.61	Κερκις νεαρου ατόμου (Kadius Juvenile)
No.62	Require actor acon around (Humarus sin Invenile)
No.62	Bogying agont vegood group (Humerus sin Juvenile)
No.64	Lenginza δρεία (Magnum devt)
No.65	Kengeland degio (Magnum dont)
No.65	Theory or Sector (Magnum ucst)
No. 67 60	Tropanostos oscio (Fyrannuar dext)
110.07-09	Πιοθείδες (PISHOrme)

No.70	Σκαφοειδές (Naviculare)
No.71	Μηνοειδές δεξιό (Semilunare dext)
No.72	Κυβοειδές αριστερό (Cuboide sin)
No.73	Πυραμοειδές δεξιό (Pyramidal dext)
No.74	Σκαφοειδές αριστερό (Scaphoide sin)
No. 75	$K \nu \beta \sigma \epsilon i \delta \epsilon \epsilon \delta \epsilon \epsilon i \delta (Cuboide dext)$
No. 70	Aγχιστρωτο σεξιο (Uniciforme dext)
No.78	Zφηνδειδες (Currentorme) Τμήμα σιανόνας χάτω δεξιάς (Mandibula dext)
No.79	Τμήμα σιαγόνας κάτω δεξιάς (Mandibula dext)
No.80	Γομφίος τρίτος κάτω δεξιός ($M\overline{3}$ dext)
No.81	Γομφίος τρίτος κάτω αριστερός (M3 sin)
No.82	Γομφίος τρίτος κάτω δεξιός (M3 dext)
No.83	Γομφίος τρίτος άνω αριστερός (M3sin)
No.84	Γομφίος δεύτερος άνω αριστερός (M2sin)
No.85	Γομφίος πρώτος άνω δεξιός (M1dext)
No.86	Γομφίος πρώτος άνω δεξιός (M1dext)
No.87	Γομφίος δεύτερος κάτω δεξιός (M2 dext)
No.88	Προγόμφιος τρίτος άνω δεξιός (Pm3dext)
No.89	Προγόμφιος τέταρτος άνω δεξιός (Pm4 dext)
No.90	Κυνόδους άνω δεξιός (Cdext)
No.91	Κυνόδους άνω αριστερός (Csin)
No.92-94	Κυνόδοντες κάτω αριστεροί (Csin)
No.95	Κυνόδους άνω αριστερός (Csin)
No.96	Κοπτήρας πρώτος κάτω αριστερός(i1sin)
No.97	Κοπτήρας δεύτερος άνω δεξιός (i2 dext)
No.98	Κυνόδους κάτω δεξιός (Cdext)
No.99	Κυνόδους άνω αριστερός (Csin)
No.100-104 No.105	Διαφορά τμήματα σκελετού από νεαρό άτομο του <i>H. amphibius</i> (Juvenile) Οδόντες (Juvenile) νεαρού ατόμου
No.106	Γομφίος πρώτος κάτω δεξιός (M1 dext)
No.107	Γομφίος δεύτερος κάτω δεξιός (M2 dext)

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- CALOI L., PALOMBO M.R., PETRONIO C. 1980. Resti cranici di *Hippotamus antiquus* e *Hippotamus amphibius* conservati nel Museo di Paleontologia dell'Universita di Roma. *Geologia Rom. 19*, 91-119. Roma.
- ΓΙΑΝΝΟΠΟΥΛΟΣ Β. 1994. Συμβολή στη μελέτη του καρστικού φαινομένου της Λακωνικής Μάνης. Δελτ.Ελ. λ.Σπηλ.Εταιρείας, XXI, 72-87. Αθήνα.
- ΓΙΑΝΝΟΠΟΥΛΟΣ Β. 2000. Συμβολή στη μελέτη συγχρόνων και παλαιών περιβαλλόντων των πλέον σημαντικών ελληνικών σπηλαίων. Διδακτορική διατριβή. Αθήνα. (cum.lit.)
- DERMITZAKIS M.D.& SONDAAR P.Y. 1978. The importance of fossil Mammals in reconstructing paleogeography, with special reference to the pleistocene Aegean Archipelago. *Ann.Geol.Pays Hell. XXIV*, 808-840. Athènes.

JACOBSHAGEN V. 1986. Geologie von Griechenland (Hesg). Beit.z.reg. Geol.d. Eid., Bd. 19. Berlin.

- ΜΕΛΕΝΤΗΣ Ι.Κ. 1964. Ανεύρεση απολιθωμένων Ρινοκερώτων, ιπποποτάμων και ετέρων θηλαστικών εις την λεκάνην της Μεγαλοπόλεως. Πρακτικά Ακαδημίας Αθηνών, 39, 388-400. Αθήνα.
- ΜΕΛΕΝΤΗΣ Ι.Κ. 1968. Τα τεταφτογενή σπονδυλωτά του «σπηλαίου των Λιμνών» της Κλειτορίας (περιοχής Αροανίων ορέων). Πρακτικά Ακαδημίας Αθηνών, 43, 350-363. Αθήνα.
- ΜΠΑΣΙΑΚΟΣ Ι. 1993. Χρονολόγηση απολιθωμάτων σπηλαίων και σπηλαιοαποθεμάτων με τη μέθοδο του συντονισμού της ηλεκτρονικής στροφορμής και μελέτη μορφολογίας υπόγειου καρστ και των σχετικών ραδιομετρικών και γεωλογικών συνθηκών σε σπηλαιοπεριβάλλοντα της περιοχής Διρού Μάνης. Διδακτορική διατριβή. Αθήνα.

ΠΕΤΡΟΧΕΙΛΟΣ Ι. 1957-58. Παλαιοντολογικά ευρήματα εις το σπήλαιο «Γλυφάδα». Δελτ.Ελλ.Σπηλ.Εταιρείας, ΙV, 119. Αθήνα.

ΠΕΤΡΟΧΕΙΛΟΥ Α. 1974. Υπόγειος ποταμός «Γλυφάδα» Διρού. Δελτ.Ελλ.Σπηλ.Εταιρείας, XII, 6-7, 211-215.

- PSARIANOS P. 1953. Uber das vorcommen von Hippopotamus auf Kephallinia (Griechenland). Πρακτικά Ακαδημίας Αθηνών, 28, 408-412. Αθήνα.
- ΣΥΜΕΩΝΙΔΗΣ Ν. ΘΕΟΔΩΡΟΥ Γ. 1985-86. Νέες θέσεις απολιθωμένων ιπποποτάμων στη ΒΔ. Πελοπόννησο. Ann. Geol. Pays Hell., XXXIII, 1, 51-67. Αθήνα. (cum.lit.)
- THIEBAULT F. 1977. Stratigraphie de la serie des calschistes et marbles ("Plattenkalk") en fenêtre dans les massifs du Taygète (Peloponnese, Grèce). C.R. Son. Soc. Geol. France, 3, 159-161.

ΜΙΑ ΝΕΑ ΕΜΦΑΝΙΣΗ ΚΡΗΤΙΔΙΚΩΝ ΕΧΙΝΩΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΠΑΔΑΙΟΚΑΣΤΡΟΥ ΣΤΥΛΙΛΑΣ ΝΟΜΟΥ ΦΘΙΩΤΙΛΑΣ*

N.ΣΥΜΕΩΝΙΔΗΣ¹, Α.ΜΑΡΚΟΠΟΥΛΟΥ – ΔΙΑΚΑΝΤΩΝΗ¹ & Β.ΓΙΑΝΝΟΠΟΥΛΟΣ²

ΣΥΝΟΨΗ

Η πανίδα των Εχινοειδών (114 άτομα) του Αν Κρητιδιχού στην περιοχή Παλαιοχάστρου Φθιώτιδας, που αντιπροσωπεύεται χύρια από είδη του γένους Echinocorys (72%), και σε μιχρότερο ποσοστό από είδη των γενών Micraster(8%), Galeaster(1%) και Coraster(19%), αναφέρεται για πρώτη φορά στον Ελλαδικό χώρο. Πρόχειται για οικολογική φωλιά του γένους Echinocorys. Προσδιορίστηκαν 17 είδη Εχινοειδών τα οποία κατανέμονται 13 στο γένος Echinocorys (E. conoideus, E. gravesi, E. humilis, E. lamberti, E. marginatus, E. obliquus, E. ovatus, E. pyramidatus, E. rectus, E. sulcatus, E. turritus, E. vulgaris, E. zejszneri), 1 στο γένος Micraster (M. coranguinum), 1 στο γένος Galeaster (G. cf. bertrandi) και 2 στο γένος Coraster (C. sphaericus, C. frechi). Συνοδός πανίδα το Σκληρακτίνιο Caryophyllia sp. και το Ναυτιλοειδές Eutrephoceras dekayi.

ABSTRACT

The rich Fauna of Echinoids (114 individuals) coming from the region Paleokastro Fthiotida has been found for the first time in Greece.

The most part of the Echinoids studied, belongs to the genus Echinocorys (72%), and in minor quantity to the genus Micraster(8%), Galeaster(1%) and Coraster(19%).

17 species has been indentidied which have been distributed 13 to the genus Echinocorys (E. conoideus, E. gravesi, E. humilis, E. lamberti, E. marginatus, E. obliquus, E. ovatus, E. pyramidatus, E. rectus, E. sulcatus, E. turritus, E. vulgaris, E. zejszneri), 1 to the genus Micraster (M. coranguinum), 1 to the genus Galeaster (G. cf. bertrandi) and 2 to the genus Coraster (C. sphaericus, C. frechi). The accompagnied fauna is consisting of one Scleractinian (Caryophyllia sp.) and one Nautiloid (Eutrephoceras dekayi (MORTON)).

The stratigraphical distributions of the studied fauna allow us to accept that the cretaceous layers with the Echinoid Fauna belong to the Upper Maestrichtian age. The studied fauna, with his monotonous character, is an ecological niche of the genus Echinocorys living in almost littoral waters.

KEY WORDS: Cretaceous Echinoids, Nautiloidea (Eutrephoceras), Paleokastro, Stylida, Central Greece (Fthiotida).

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Κοητιδικά Εχινοειδή, Ναυτιλοειδή(Eutrephoceras), Παλαιόκαστρο, Στυλίδα, Κεντρική Ελλάδα (Φθιώτιδα).

1. ΙΣΤΟΡΙΚΟ

Στα πλαίσια εξερεύνησης σπηλαίων της περιοχής Λαμίας και Στυλίδας της Εφορείας Παλαιοανθρωπολογίας εντοπίστηκαν από τον Β. Γιαννόπουλο (1990)απολιθωμένοι Εχίνοι στη θέση Παλαιόκαστρο, όπου για πληφέστεφη έφευνα επισκέφθησαν την πεφιοχή κατά καιφούς οι Καθηγ. Ν. Συμεωνίδης και Ε. Βελιτζέλος ως και ο Δ/ντής του Φυσιογραφικού Μουσείου Βιέννης R. Dr. H. Kollmann.

Στις αρχές του Απριλίου 1998, στα πλαίσια του προγράμματος Ελληνο-Γιουγκοσλαβικής Συνεργασίας επισχέφθηκε και εμελέτησε την περιοχή ανεύρεσης της πλούσιας πανίδας των Εχινοειδών και η Α. Μαρκοπούλου - Διαχαντώνη.

2. ΘΕΣΗ ΑΝΕΥΡΕΣΗΣ ΤΩΝ ΕΧΙΝΟΕΙΔΩΝ

Οι Εχίνοι βρέθημαν στη ΝΔ πλευρά του λόφου «Παλαιόμαστρο», Δ του οιμισμού Λιμογαρδίου, στην πε-

^{*} A NEW EVIDENCE OF CRETACEOUS ECHINOIDS AT THE REGION PALEOKASTRO OF STYLIS AREA (FTHIOTIDA DISTRICT)

^{1.} Γεωλογικό Τμήμα Παν/μίου Αθηνών, Πανεπιστημιούπολη Ζωγράφου, 157 84 Αθήνα.

Γεωλογικό Τμήμα Παν/μίου Αθηνών, Υπουργείο Πολιτισμού, Δ/νση Παλαιοανθρωπολογίας και Σπηλαιολογίας, Αθήνα.

ριοχή Στυλίδας (Εικ.1) 2,5 χλμ. περίπου μετά το χωριό της Αγίας Παρασκευής προς τον οικισμό Λιμογαρδίου. Προς Α στην αρχή μιας μικρής χαράδρας, που ξεκινά ακριβώς από τα Δ πρανή του λόφου Παλαιοκάστρου κατηφορίζοντας και μετά από 100 μ. περίπου και πριν αυτή γίνει απότομη και δύσβατη λόγω της πυκνής βλάστησης, υπάρχει πέρασμα, που οδηγεί Α πίσω από ένα ασβεστολιθικό απότομο πρανές. Αμέσως μετά το πέρασμα και προς τα Ν αρχίζει η εμφάνιση των Εχίνων. Εκτός των Εχίνων βρέθηκαν και ένα Ναυτιλοειδές και κακοδιατηρημένα Κοράλλια στη ΒΑ και ΝΔ αντίστοιχα πλευρά αυτής της εμφάνισης.

3. ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Το πλάτωμα, που έχει σχηματιστεί στην ευούτεφη πεφιοχή και B του οικισμού έχει μέσο υψόμετφο 800-900 μ. Εξαιτίας των εναλλαγών των πετφωμάτων και του είδους αυτών (φλύσχης, κφοκαλοπαγή, ασβεστόλιθος, σεφπεντινίτης κ.λ.π.) παφατηφούνται στην πεφιοχή πολλές μικφές πηγές, καθώς και μεγάλη διάβφωση των πετφωμάτων. Ο ασβεστολιθικός λόφος του Παλαιοκάστφου, με το ομώνυμο κάστφο στην κοφυφή του, έχει ύψος 885 μ. Νότια του λόφου, τόσο στην Α όσο και στη Δ πλευφά του, υπάφχουν δύο πφοεκτάσεις με μικφές υψομετφικές εκτάσεις, έτσι ώστε να σχηματίζεται ένας κόλπος ανοιχτός μόνο πφος Ν. Μέσα σ'αυτόν και σε ύψος πεφίπου 800 μ. εντοπίστηκε η εμφάνιση των Εχίνων (Εικ. 1). Νοτιότεφα ακόμη υπάφχει φήγμα με διεύθυνση πεφίπου Α- Δ και τα πφανή γίνονται ακόμη πιο απότομα, για να φθάσουν τέλος στο επίπεδο της σημεφινής πεδιάδας, λίγα μέτφα πάνω από το επίπεδο της θάλασσας.



Εικ. 1. Α) Περιοχή μελέτης, Β) Γεωλογικός χάρτης της περιοχής ανεύρεσης των Κρητιδικών Εχίνων. (ΜΑΡΙ-ΝΟΣ et al.,ΙΓΜΕ, 1963, Φύλλο: Στυλίς, 1: 50.000, απλοποιημένος). 1. Εκρηξιγενή πετρώματα, 2. Ασβεστόλιθος (Α. Κρητιδικό), 3. Α. Κρητιδικός φλύσχης, 4. Σχιστοκερατολιθική διάπλαση (Τριαδικό- Ιουρασικό),

 5. Θέση ανεύgεσης Εχίνων.
 Fig. 1. Geological map of the area with the Cretaceous Echinoids. (IGME, 1963, sheet : Stylis, 1: 50.000, simplified).

4. ΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΚΟ ΜΕΡΟΣ-ΣΥΣΤΗΜΑΤΙΚΗ ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ

I. ECHINODERMATA KLEIN, 1734

Ομοταξία:	Echinoidea LESKE, 1778
Τάξη:	Spatangoida L. AGASSIZ, 1840
Υπόταξη:	Meridosternata (LOVEN) MORTENSEN
Οικογένεια:	Holasteridae PICTET, 1857
Υποοικογένεια:	Holasterinae MORTENSEN, 1948
Γένος:	Echinocorys BREYNIUS, 1732

1. Echinocorys conoideus (GOLDFUSS, 1862)

(Піч. I, єія. 1a-b)

Στοωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση:Καμπάνιο: Ρωσία.Καμπάνιο-Μαιστρίχτιο: Βέλγιο.Μαιστρί χτιο: Βουλγαρία

2. Echinocorys gravesi (DESOR, 1847)

Στοωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση: Σαντόνιο: Ισπανία (Καταλωνία). Κονιάσιο: Γαλλία, Βέλγιο. Τουρώνιο: Γερμανία, Βουλγαρία.

3. Echinocorys humilis (LAMBERT, 1903)

(Πιν. Ι, εικ. 2a-b)

Στρωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση:Καμπάνιο: Γαλλία, Βέλγιο, Ρωσία. Μαιστρίχτιο: Βουλγαρία.

4. Echinocorys lamberti SMISER, 1935

(Піч. I, єік. За-b)

Στρωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση: Καμπάνιο: Βέλγιο. Μαιστρίχτιο: Βουλγαρία.

5. Echinocorys marginatus (GOLDFUSS, 1862)

(Піч. І, єік. 5а-b)

Στοωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση:Καμπάνιο: Πολωνία, Ρωσία. Μαιστρίχτιο: Βουλγαρία.

6. Echinocorys obliguus (NILSS.) RAVN, 1927

(Піч. I, єік. 6a-b)

Στοωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση: Αν. Κοητιδικό (Κατ. Δάνιο): Δανία, Πολωνία, Σουηδία.(Κατά KONGIEL, 1949, το Κατ. Δάνιο ανήκει στο Αν. Κοητιδικό). Δάνιο: Σερβία.

7. Echinocorys ovatus (LESKE, 1778)

(Піч. I, єік. 4a-b)

Στοωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση:Καμπάνιο: Αγγλία, Βέλγιο, Γαλλία, Γερμανία. Καμπάνιο-Μαιστρίχτιο: Ρωσία . Μαιστρίχτιο: Βουλγαρία, Σερβία.

8. Echinocorys pyramidatus (PORTLOCK, 1843)

(Піч. II, єія. 1a-b)

Στρωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση:Καμπάνιο: Πολωνία. Καμπάνιο- Μαιστρίχτιο: Γαλλία, Βέλγιο, Βουλγαρία, Ρωσία.

9. Echinocorys rectus (KONGIEL, 1935)

(Піч. II, єія. 2a-b)

Στρωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση: Μαιστρίχτιο: Πολωνία.

10. Echinocorys sulcatus GOLDFUSS

(Піч. II, єін. За-b)

Στρωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση: Μαιστρίχτιο: Πολωνία.

11. Echinocorys turritus (LAMBERT, 1903)

(Πιν. II, εικ. 4a-b)

Στρωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση:Καμπάνιο: Πολωνία.

12. Echinocorys vulgaris BREYNIUS, 1732

Στοωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση: Ζώνη του Micraster coranguinum : Αγγλία, Γαλλία. Σαντόνιο: Πολωνία.

13. Echinocorys zejszneri MACZYNSKA, 1984

Στρωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση: Καμπάνιο: Πολωνία.

Οικογένεια: Pourtalesiidae AGASSIZ, 1881

Γένος:

Galeaster SEUNES, 1889

Galeaster cf. bertrandi SEUNES, 1889

Στοωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση:Μαιστρίχτιο: Γαλλία, Βουλγαρία. Κατά DURHAM *et al.* (1966, p. 530) χαρακτηρίζει το Αν. Κρητιδικό (Καμπάνιο).

Υπόταξη: Micrasterina FISCHER, 1966

Οικογένεια: Micrasteridae LAMBERT, 1920

Γένος: Micraster L.AGASSIZ, 1836

Micraster coranguinum (KLEIN, 1734)

(Піч. II, єін. 5а-b)

Στρωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση:Τουρόνιο: Βουλγαρία, Ρωσία. Κονιάσιο- Σαντόνιο: Ρωσία. Σαντόνιο-?Καμπάνιο: Ισπανία. Αν. Κρητιδικό: Γαλλία (Σαντόνιο), Αγγλία (Κονιάσιο) και κατά DURHAM *et al.* (1966, p. 581) στο Σαντόνιο Αγγλίας. Υπόταξη: Οικογένεια: Γένος:

Amphisternata (LOVEN) MORTENSEN Aeropsidae LAMBERT, 1896 *Coraster* COTTEAU, 1886

1. Coraster frechi BOEHM, 1927

Στρωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση: Κενομάνιο: Μικρά Ασία. Μαιστρίχτιο: Βουλγαρία.

2. Coraster sphaericus SEUNES, 1888

Στοωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση: Μαιστρίχτιο: Βουλγαρία. Δάνιο: Γαλλία, Ρωσία.

II. CNIDARIA

Ομοταξία:	ANTHOZOA		
Υφομοταξία:	ZOANTHARIA		
Τάξη:	SCLERACTINIA		
Οικογ.:	Caryophyllidae GRAY, 1847		
Γένος:	Caryophyllia LAMARCK, 1801		
Είδος:	Caryophyllia sp.		
III.MOLLUSCA			
Ομοταξία:	Cephalopoda CUVIER, 1795		
Τάξη:	Nautiloidea OWEN, 1836		
Υπόταξη:	Nautilida SPATH		
Οικογένεια:	Nautilidae de BLAINVILLE, 1825		
Γένος:	Eutrephoceras HYATT, 1894		
	Eutrephoceras dekayi (MORTON	, 1834)	
	(Піу. II, εія. 6a-b)		

Στρωματογραφική και γεωγραφική εξάπλωση: Κρητιδικό: Αμερική. Καμπάνιο-Δάνιο: Γερμανία,Πολωνία, Ρωσία, Αφρική. Ανώτερο Μαιστρίχτιο: Βουλγαρία

5. ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ - ΣΥΖΗΤΗΣΗ- ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Τα Εχινοειδή, ως βενθικοί οργανισμοί, συνδέονται με το υπόστρωμα, στο οποίο ζουν. Ορισμένα αναπτύσσονται εκεί όπου υπάρχει καλή κυκλοφορία του νερού, όπως τα Holectypoida, που ζούν στην επιφάνεια του πυθμένα σε σχετικά αβαθή νερά. Τα Micraster ζουν παρασχωμένα (ενδοβενθονικά)στο ίζημα, ενώ τα Echinocorys είναι μισοθαμμένα μέσα στο ίζημα (ημιβενθονικά). Στο Μαιστρίχτιο τα Εχινοειδή απαντούν με πλατιές και ανορθωμένες θήκες (αντιπροσωπεύονται περισσότερο από το γένος Echinocorys) αν και υπάρχουν μορφές με μικρές κωνικές ή άλλου σχήματος θήκες, που ανήκουν στα γένη Galeaster και Coraster.





Τα Spantagoida καταλαμβάνουν το μεγαλύτερο ποσοστό των Εχινοειδών και συνδέονται με πλούσιο σε ανθρακικό ασβέστιο υπόστρωμα. Μορφολογικές προσαρμογές παρατηρήθηκαν στις θήκες των Εχινοειδών, που εξαρτώνται από τις συνθήκες ζωής.

	EXINOI	KE	TO	KO	ΣA	KA	MA	ΔA
1	Echinocorys conoideus (GOLD.)					*	*	
2	Echinocorys gravesi (DES.)		*	*	*			
3	Echinocorys humilis (LAMB.)					*	*	
4	Echinocorys lamberti SMIS.					*	*	
5	Echinocorys marginatus (GOLD.)					*	*	
6	Echinocorys obliquus (NIL.) RAV.						*	
7	Echinocorys ovatus (LESKE)					*	*	
8	Echin ocorys pyramidatus					*	*	
	(PORT_)							
9	Echinocorys rectus (KONG)						*	
10	Echinocorys sulcatus GOLD.						*	
11	Echinocorys turritus (LAMB.)			*	*	*	*	
12	Echinocorys vulgaris BREYN.				*			
13	Echinocorys zejszneri MACZ.					*		
14	Micraster coran guinum (KL.)		*	*	*	*		
15	Coraster cf. Bertrandi SEUN.					*	*	
16	Coraster sphaericus SEUN.						*	*
17	Coraster frechi BOEHM	*					*	

Εικ. 3. Στρωματογραφικές εξαπλώσεις των μελετηθέντων Εχίνων (ΚΕ = Κενομάνιο, Cenomanian, TO = Τουρώνιο, Touronian, KO = Κονιάσιο, Coniasian, $\Sigma A = \Sigma aντόνιο$, Santonian, KA = Καμπάνιο, Campanian, MA = Mαιστρίχτιο, Maestrichtian, $\Delta A = \Delta$ άνιο, Danian).

Fig. 3. Stratigraphical distributions of the studied Echinoids.

	EXINOI	Lo	La	Н	La/Lo	H/Lo
1	E.conoideus	64-79	55-67	46-63	0,83-0,86	0,72-0,85
2	E.gravesi	42	37	32	0,88	0,76
3	E.humilis	42	41	26	0,97	0,62
4	E.lamberti	73	61-63	57-60	0,83-0,86	0,78-0,8
5	E.marginatus	65-92	56-68	50-67	0,85-0,92	0,68-0,80
6	E.obliquus	59-84	55-79	49-71	0,93-0,96	0,75-0,84
7	<i>E.ovatus</i>	64-65	55-58	47-50	0,86-0,90	0,73-0,77
8	E. pyramidatus	56-81	50-70	54-67	0,82-0,91	0,82-0,85
9	E.rectus	55	47	37	0,85	0,67
10	E.sulcatus	71-82	64-70	50-58	0,85-0,90	0,65-0,81
11	E.turritus	76	66	66-71	0,86-0,87	0,86-0,89
12	<i>E.vulgaris</i>	64-76	56-70	50-69	0,87-0,92	0,78-1,02
13	E.zejszneri	58-69	52-64	41-55	0,87-0,92	0,70-0,80
14	M.coranguinum	45-46	40-47	28-30	0,89-1,02	0,62-0,65
15	C.cf.bertrandi	17	15	15	0,88	0,88
16	C.sphaericus	18-19	18-19	16-18	1	0,88-0,95
17	C.frechi	17	15	14	0,88	0,82

Eιχ. 4. Μετρήσεις ορισμένων ειδών των μελετηθέντων Εχίνων (E=Echi nocorys, M=Micraster,C=Coraster, Lo=Mήχος, La=Πλάτος, $H=Y\psi o \varsigma$) Fig. 4. Measurments of some species of Echinoids studied. (Lo=Lenght, La=Width, H=Height).

Η πανίδα των Εχινοειδών (114 άτομα), που συλλέχθηκε από την περιοχή Παλαιοκάστρου Φθιώτιδας έχει σχεδόν μονότονο χαρακτήρα. Αντιπροσωπεύεται κύρια από είδη του γένους Echinocorys και σε μικρότερο ποσοστό από είδη των γενών Micraster, Galeaster και Coraster (Εικ. 3 και 4). Τα άτομα των ειδών του γένους Echinocorys είναι 81 (72%), του Micraster 9 (8%), του Galeaster 1(1%) και του Coraster 21(19%) (Εικ. 2). Πρόκειται για οικολογική φωλιά του γένους Echinocorys.

Προσδιορίστη αν 28 είδη Εχινοειδών. Από αυτά :

1) Τα 13 ανήκουν στο γένος Echinocorys (E. conoideus, E. gravesi, E. humilis, E. lamberti, E. marginatus, E.

obliquus, E. ovatus, E. pyramidatus, E. rectus, E. sulcatus, E. turritus, E. vulgaris, E. zejszneri). 2) $A\pi \delta \tau \sigma \gamma \epsilon v \sigma \varsigma$ Micraster το είδος M. coranguinum. 3) $A\pi \delta \tau \sigma \gamma \epsilon v \sigma \varsigma$ Galeaster το είδος G. cf. bertrandi. 4) $A\pi \delta \tau \sigma \gamma \epsilon v \sigma \varsigma$ Coraster 2 είδη (C. sphaericus, C. frechi).

Απο τις στρωματογραφικές εξαπλώσεις των προσδιορισθέντων ειδών (εικ. 3), προκύπτει ότι η περιοχή Παλαιοκάστρου Φθιώτιδας ανήκει στο Ανώτερο Κρητιδικό (Αν. Μαιστρίχτιο).

Στον προσδιορισμό της ηλικίας αυτής συνηγορεί και η μικροπαλαιοντολογική μελέτη του υλικού από το εσωτερικό της θήκης εχίνου από την ειδική Μικροπαλαιοντολόγο Αν. Καθηγ. κ. Α. Ζαμπετάκη - Λέκκα, την οποία ευχαριστούμε και από την θέση αυτή. Η μελέτη έδειξε ότι πρόκειται για βιομικρίτη πλούσιο σε Globigerinidae, ενώ σε γκρι βιοκλαστικούς ασβεστολίθους grainstone βρέθηκαν θραύσματα οστράκων Ρουδιστών, Εχινοδέρμων μαζί με τα Τρηματοφόρα Orbitoides media, Siderolites calcitrapoides, Hellenocyclina beotica, που αποτέθηκαν κατά το Αν. Μαιστρίχτιο σε περιβάλλον εξωτερικής πλατφόρμας. Επιβεβαίωση των παραπά-νω αποτελεί και η ανεύρεση μέσα στη πανίδα των Εχίνων και του Ναυτιλοειδούς Eutrephoceras dekayi (MORTON).

6. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ARNAUD, H. 1897.- Division naturelle du Critaci supirieur dans Sud-Ouest. Bull. Soc. Giol. France, sir. 3, 25, Paris.
- BARCZYK, W.1956.- On the Upper Chalk deposits on Bonarka near Cracow. Stud. Soc. Sc. Torun. sect. C, 3, 2.
- BOEHM, J. 1927.- Beitrage zur kenntnis der Senonfauna der Bithynischen Halbinsel. Palaeont, 69, Stuttgart.
- COTTEAU, G. & TIGER, J: 1857-69.- Echinides du Dipartement de la Sarthe. 458 p., Edit. J. B. Baillibre et fils. Paris.
- DURHAM, J. W., CASTER, K. E., EXLINE, H., FELL, H. B., FISCHER, A. G., FRIZZELL, D. L., KESLING, R. V., KIER, P. M., MELVILLE, R. V., MOORE, R. C., PAWSON, D. L., REGNELL, G., SPENCER, W. K., UBAGHS, G., WAGNER, C. D.&WRIGHT, C. W.- 1966.- Echinodermata 3, part U, *Treat. Invert. Pal.* (*Edit. MOORE*), 695 p., New York.
- GOLDFUSS, A. 1862.- Petrefacta germaniae. Zweite Auflage. Leipzig.
- KONGIEL, R. 1935.- Contribution ô l' utude du «Siwak» dans les environs du Pulawy (Plateau du Lublin). Univers. vilnensis Batoreana. *Trav. Soc. Sc. & Lettr.*, tom. IX, Wilno.
- KONGIEL, R. 1949.- Les *Echinocorys* du Danien de Danemark de Suθde et de Pologne.*Trav. Serv. Guol. Pologne*, vol. V, 126 p., Warszawa.
- LAMARCK, J. B.1816.- Histoire naturelle des animaux sans vertôbres . Echinides. Paris.
- LAMBERT, J. 1903.- Description des Echinides Crutacis de la Belgique. Etude monographique du genre Echinocorys. Mum. Mus. Roy. Nat. Belg., II, Bruxelles.
- LAMBERT, J. 1927.- Ruvision des Echinides fossiles de la Catalogne. Mem. Mus. Cienc. Nat. Barcelona, ser. Geol., vol. I, No 1, p. 1-102, {Barcelona.
- LESKE, N. 1778.- Additamenta ad Jacobi Theodori Kleinii Naturalen dispositionen echinodermatum et lucubratiunculam de acullis echinorum morinorum. Leipzig.
- MACZYNSKA, S. 1984.- in Atlas skamienialosci przewodnich i charakterystycznych. Budowa geologiczna Polski 3, 2c- Mezozoik, Kreda. *Ist. Geol. Wydawn. Geol.* Warszawa.
- MACZYNSKA, S. 1989.- in Atlas: Geology of Poland. vol. III. Atlas of guide and characteristic fossils. Part 2c. Mesozoic Cretaceous. Ed. L. Malinowska, Wydawn. Geol., Warsaw.
- ΜΑΡΙΝΟΣ, Γ., ΑΝΑΣΤΟΠΟΥΛΟΣ, Ι. ΜΑΡΑΤΟΣ, Γ., ΜΕΛΙΔΩΝΗΣ, Ν. ΑΝΔΡΟΝΟΠΟΥΛΟΣ, Β. 1963.-Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος ΙΓΜΕ, φύλλο Στυλίς (1: 50.000)
- MITROVIC-PETROVIC, J. 1976.- Premiêres donnies paliontologiques sur la prisence du Danien dans le difili Duga (prês de Niksic). Ann. Giol. Pin. Balk., tom. XL, p. 149-154, Beograd.
- MORTENSEN, TH. 1928-1951.- A Monograph of the Echinoidea. V. 1-5. Copenhagen.
- ORBIGNY, A. de 1853-55.- Paluontologie franquise. Terrains Crutacus. 6. Echinides irruguliers. Edit. Masson, Paris.
- RAVN, J. P. S. 1927.- Di irregulaere echinider i Danmarks Kridtaflejringer. Mus. minur. Guol. Univer. Copenhague, No 27.
- ROSE, E. P. F. &CROSS, N. E. 1993.- The chalk sea-urchin *Micraster:* microevolution, adaptation and predation. *Geol. today*, vol. a, p. 179-186.
- SEUNES, M, J. 1887-1888.- Echinides Crutacus des Pyrunes occidentales. Bull. Soc. Guol. Fr., III sur., 16, Paris.
- SEUNES, M, J. 1888-1889.- Echinides Crutacis des Pyrinies occidentales. Bull. Soc. Guol. Fr., III sur., 17, Paris.
- SMISSER, J. 1935.- A revision of the Echinoid genus *Echinocorys* in the senonian of Belgium. *Mum.Mus. Roy. hist. nat. Belgique*, 68, 98 p., Bruxelles.
SMITH, A. B. 1984.- Echinoid Paleobiology. Publ. G. Allen and Unwin, 191 p., London.

SZORENYI, E. 1955.- Echinides Crutacus de la Bakony. Geol. Hung., ser. Paleont., fasc. 26, p. 1-332, Budapest. TZANKOV, V. 1982.- Les fossiles de Bulgarie. Va. Crutacu supurieur. Cephalopoda (Nautiloidea, Ammonoidea) et Echinodermata (Echinoidea). Acad. Bulg. Scien., 136 p., Sofia.

WRIGHT, T. 1862-1882.- Monograph on the British fossil Echinodermata from the Cretaceous formation. *Pal. Soc.*, London.

ΕΠΕΞΗΓΗΣΕΙΣ ΠΙΝΑΚΩΝ (EXPLANATIONS OF THE PLATES)

ΠΙΝΑΚΑΣ Ι (PLATE I)Εικ. 1a-b : Echinocorys conoideus (GOLDFUSS, 1862)Εικ. 2a-b: Echinocorys humilis (LAMBERT, 1903)Εικ. 3a-b: Echinocorys lamberti SMISER, 1935Εικ. 4a-b: Echinocorys ovatus (LESKE, 1778)Εικ. 5a-b: Echinocorys marginatus (GOLDFUSS, 1862)Εικ. 6a-b: Echinocorys obliquus (NILSS.) RAVN, 1927

ΠΙΝΑΚΑΣ ΙΙ (PLATE II)

Eix. 1a-b : Echinocorys pyramidatus (PORTLOCK, 1843)

Eix. 2a-b: Echinocorys rectus (KONGIEL, 1935)

Eix. 3a-b: Echinocorys sulcatus GOLDFUSS

Eix. 4a-b: Echinocorys turritus (LAMBERT, 1903)

Eix. 5a-b: Micraster coranguinum (KLEIN, 1734)

Егн. 6a-c: Eutrephoceras dekayi (MORTON, 1834)

ΠΙΝΑΚΑΣ Ι







NEW FINDINGS OF FOSSIL LARGE MAMMAL REMAINS IN THE PENIOS VALLEY (AREA OF LARISSA, THESSALY, GREECE)* A. ATHANASSIOU¹

ABSTRACT

Fossil large mammal remains that come from the Penios valley, Thessaly, are described and compared to already known specimens. The studied material includes two elephant mandibles, tusk fragments and limb bones, as well as a part of a large bovid skull. On the basis of morphology and biometry the sample is taxonomically referred to the species *Elephas antiquus* and *Bos primigenius*. An Upper Pleistocene age is assumed.

ΣΥΝΟΨΗ

Στην παρούσα εργασία περιγράφονται και συγκρίνονται νέα ευρήματα απολιθωμένων Θηλαστικών, που προέρχονται από την κοιλάδα του ποταμού Πηνειού (Ν. Λαρίσης, Θεσσαλία). Πρόκειται για τμήματα δύο κάτω γνάθων ελεφάντων, τμήματα χαυλιοδόντων και οστών των άκρων, καθώς και τμήμα κρανίου μεγάλου βοοειδούς. Βάσει της μορφολογίας τους τα ευρήματα αποδίδονται στα είδη Elephas antiquus και Bos primigenius και χρονολογούνται στο Ανώτερο Πλειστόκαινο.

KEY WORDS: Greece, Thessaly, Penios valley, Pleistocene, Proboscidea, *Elephas antiquus*, Artiodactyla, Bos primigenius

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Θεσσαλία, Κοιλάδα Πηνειού, Πλειστόκαινο, Προβοσκιδωτά, Elephas antiquus, Αρτιοδάκτυλα, Bos primigenius

1. INTRODUCTION

The material of the present study comprises some odontological and osteological elephant remains, as well as a specimen (partial skull) of a big bovid. It comes from an excavation carried out by amateurs in the riverbed of Penios, during the very dry summer of 1988, when the riverbed was exposed. The excavation site is situated between the city of Larissa and the gorge of Kalamaki. Its approximate position is indicated in Fig. 1.



Fig. 1: Schematic map of the Penios valley area, between the city of Larissa and the gorge of Kalamaki. The arrow shows the approximate position of the fossil finds.

This area of the Penios valley is already known since many years for its fossil fauna, as well as for Palaeolithic artefacts (MILOJOIZ *et al.*, 1965; SCHNEIDER, 1968). Some other elephant remains found close to the mouth of the same river are reported by PARASKEVAIDIS (1977). The material under study was given by the excavators to the

^{*} ΝΕΑ ΕΥΡΗΜΑΤΑ ΑΠΟΛΙΘΩΜΕΝΩΝ ΜΕΓΑΛΩΝ ΘΗΛΑΣΤΙΚΩΝ ΣΤΗΝ ΚΟΙΛΑΔΑ ΤΟΥ ΠΟΤΑΜΟΥ ΠΗΝΕΙΟΥ (ΠΕΡΙΟΧΗ ΛΑΡΙΣΗΣ, ΘΕΣΣΑΛΙΑ)

^{1.} University of Athens, Dept. of Historical Geology and Palaeontology, GR-15784 ATHENS aathan@cc.uoa.gr

Museum of Geology and Palaeontology of the University of Athens and it currently belongs to its collections.

The locality is situated in the East Thessalian Plain, near to the area where Penios flows out of the Kalamαki gorge. The region is covered by alluvial fluvio-lacustrine sediments (silt, clay, sand and pebbles), which overlay marbles and crystalline limestones of the Pelagonian zone. The riverbanks are very steep, due to erosion, allowing the exposure of the lower fluvio-lacustrine strata during dry periods.

Fossil elephant remains, mainly of the species *Mammuthus meridionalis* (NESTI, 1825) and *Elephas antiquus* FALCONER & CAUTLEY, 1845, are quite common in Greece as mainland or insular (endemic) forms (ΔΕΡΜΙΤΖΑΚΗΣ *et al.*, 1982; DERMITZAKIS & THEODOROU, 1980; DOUKAS & ATHANASSIOU, in press).

In the present study the elephant remains are measured and described according to the methods proposed by MAGLIO (1973).

2. SYSTEMATICS

Order:	Proboscidea Illiger, 1811
Suborder:	Elephantoidea Osborn, 1921
Family:	Elephantidae GRAY, 1821
Subfamily:	Elephantinae GRAY, 1821
Genus:	Elephas LINNAEUS, 1758

Elephas antiquus FALCONER & CAUTLEY, 1845 (Fig. 2A, B)

Material – Tusk fragment (I²): Λ A-1; tusk fragment (I²): Λ A-2; tusk fragment (I²): Λ A-3; part of mandible with part of right M₂: Λ A-4; mandible without teeth: Λ A-5; distal part of right tibia: Λ A-6.

Description – The preserved tusk fragments are very small (length 18–40 cm), so their morphology (curvature, torsion etc.) is not known. All three fragments have small diameters, smaller than 14 cm. The cross section of the retained parts is circular.

The two available mandibles are heavily built and relatively large. In ΛA -4 only the right ramus is preserved, while the ΛA -5 is almost intact but it lacks the teeth. The former is relatively higher in comparison to the latter. It has only one alveolus that accommodates the M_3 , which was the only functional tooth when the animal died. The ΛA -5 has strong symphysis that forms proximally a short, narrow and pointed process, typical of the species. The existing alveoli show that this individual used the molars M_2 and M_3 . The alveolus of M_2 is very small, indicating that the molar was almost worn out and only its last plates were in use. The alveoli of M_3 are very large to accommodate the third molars, which were in a rather early stage of wear.

The molar of the mandible Λ A-4 is partly preserved, as its distal part is broken. The retained part consists of ten plates, of which the mesial are almost worn out. The last preserved distal plate is little worn, as the enamel forms islets on the occlusal surface. It is very possible that some more plates existed in the mesial part of the tooth, which have been worn out and discarded during the animal's life. The morphology of the alveolus shows that also at least 2–3 additional plates existed in the distal part of the molar. The tooth shows a lingual convexity, as well as a divergence of the plates towards the base, both being characters of the lower elephant molars (MAGLIO, 1973). The total length of the preserved part is 235 mm. The maximal width of the molar is 101 mm and it is measured in the fifth plate (counting from the mesial end of the tooth). The maximal height is measured in the tenth plate (the most distal one) and it is 132 mm. As the tenth plate is already worn, the total height of the third molar in life was surely greater. The retained height and width result to a hypsodonty index larger than 131. The enamel is relatively thick, 2.5–3.3 mm, and intensively folded, especially in the median area of the plates. The plate frequency is relatively low; the mean value calculated from measurements in several areas of the crown (lingually, bucally, near the occlusal surface and near the base of the crown) is 4.1 (plates per 10 cm of molar length).

The tibia ΛA -6 is preserved only distally. The diaphysis is triangular in cross-section. The distal articulation is almost trapezoid in shape. The minimal diameters of the diaphysis (DAP and DT) are 85 and 108 mm respectively. The maximal dimensions of the distal end of the bone (DAP and DT) are 136 and 177 mm respectively.

Discussion – Two proboscidean species classified in the genus *Elephas* are known in the Middle–Upper Pleistocene of Eurasia: the European species *E. antiquus* (also attributed by older authors to the separate genus or subgenus *Palaeoloxodon* MATSUMOTO, 1924, due to the loxodont characters of its molars) and the Asian *E. namadicus* FALCONER & CAUTLEY, 1845. Some authors (as MAGLIO, 1973) consider the two species as synonyms,

as they have many affinities in size and cranial and dental morphology to each other. In the case that the synonymy is accepted, all Middle and Upper Pleistocene Eurasian representatives of the genus *Elephas* should be named *E. namadicus*, as this name has priority over *E. antiquus*. However, most European authors still prefer to use the name *E. antiquus*, although most accept that the two species are hardly distinguishable between each other. Though considering the large variability of the elephants and the vast geographical distribution of the Eurasian *Elephas*, a possible distinction between the two alleged species could be difficult to see (see also PALOMBO, 1994; SHOSHANI & TASSY, 1996: 360). Until a detailed comparative study of the European and Asian samples is made, it is better to keep both species names for the moment, and provisionally refer the European material to *E. antiquus*.

The morphology of the studied mandibles (with short and pointed chin), as well as the anatomical characters of the molar (inferred high plate number, folded enamel, hypsodonty), are typical for *Elephas antiquus*. The species is very common in the Middle and Upper Pleistocene of Europe and Greece in particular (Δ EPMITZAKHS *et al.*, 1982; DERMITZAKIS & THEODOROU, 1980; DOUKAS & ATHANASSIOU, in press).

General biometrical data for samples or individual finds of *Elephas antiquus* are given by several authors. The mandibles are comparable in size to the mandible 1960/27 from Megalopolis, described by MELENTIS (1961) (Table 2). The relatively higher ramus of the studied specimens could be due to more advanced ontogenetical age.

The molar seems to be rather short and wide, compared to other known samples of the species (Table 1). The relatively small total length and low plate number are due to the *post mortem* breakage and loss of the posterior plates, as well as to the possible loss of some mesial ones during the life of the animal, because of wear. The total width is, however, very high, usually higher than the maximal values measured in most available samples (Table 1). MUSI NICOLUSSI (1971) reports, however, an even higher value. The hypsodonty index (100 X height / width) is also very low, both because of the large total width and the low total height. The real total height of the molar could, however, be fairly higher, as the distal, i.e. less worn, plates are missing. The calculated lamellar frequency is very low, lower than that of any known sample, but comparable with the lowest value given by AGUIRRE ENRIQUEZ (1968-1969).

The dimensions of the tibia are small in comparison to the data given in the literature. TREVISAN (1954: 43) gives a distal DT measurement of 260 mm. MELENTIS (1963: Tabelle 20) gives 218–241 mm for the same measurement and 160–181 mm for the distal DAP of tibias from Megalopolis. The author refers the corresponding specimens to *Archidiskodon meridionalis*, though *Elephas antiquus* is provenly present in this locality. The modern aspect of the fauna shows, however, that they could well belong to the latter species.

Elephas antiquus Lower Third Molar	Lárissa (Peniós Valley)	VAUFREY (1958)	MELENTIS (1961) Megalópolis	GUENTHER (1954)	AGUIRRE ENRIQUEZ (1968-1969)	Musr Nrcotussi (1971)	MAGLIO (1973)	GUENTHER (1977) Taubach	GUENTHER (1977) Steinheim	Tsoukala & Lister (1998) Grevená
Total length	235+	275-480	230	193-265	237-411	222-325	232-339	272-290	255-330	242
Total width	101	62-92	75	58-74	58-97	80-115	50-88	75-87	63-95	82.7
Total height	132	_	153	137-140	118-165	120-210	123-166	142-160	93-176	-
Plate number	10+	15-20	15	14	14-20	8 12 -17	13-18	13 ½ -16	14-19	14+
Lamellar frequency	4.1	4.5-6.0	6.3	5.4-7.2	4.2-7.7	5.0-6.0	4.4-6.8	5.6-6.7	4.5-6.5	6.0
Enamel thickness	2.5-3.3	-	2-2.5	2.1-2.8	2.2-3.3	2.7-5	1.8-3.4	2.4-3.0	2.3-3.5	2.3-3.3
Hypsodonty index	131	_	204	185-241	140-200	140-213	145-302	171-215	_	_

Table 1: Comparative dimensions of selected Elephas antiquus M, samples from several European localities.

¹ AGUIRRE ENRNQUEZ (1968-1969) uses the "functional lamellar frequency", which does not differ markedly from the plate frequency calculated according to the method of MAGLIO (1973).



Fig. 2: Draft drawings of some of the specimens studied in this paper: A: Elephas antiquus FALCONER & CAUTLEY, 1845, occlusal view of the mandible ΛA-5; B: Elephas antiquus FALCONER & CAUTLEY, 1845, occlusal view of the right lower third molar (specimen ΛA-4); C: Bos primigenius BOJANUS, 1827, occipital view of the cranium ΛA-7.

Many authors have distinguished several subspecies of *Elephas antiquus* in the past mainly based on the plate number, the lamellar frequency and the enamel thickness. OSBORN (1942: 1217) divides the species in three subspecies, according to the number of plates in the last molars: *E. a. antiquus*, *E. a. germanicus* STEFANESCU, 1924 and *E. a. italicus* OSBORN, 1931 with $16\frac{1}{2}-17$, +18+ and 18+ plates in M₃ respectively. Taking into account the high morphological and biometricalvariety of the elephants, which is also intensified by marked sexual dimorphism (HAYNES, 1991), the absence of any statistical definition of these subspecies and the fragmentary state of the studied molar, a subspecific determination of the material is not possible. It is evident that many isolated and/or fragmentary finds that have been attributed to subspecies by several older authors (MELENTIS, 1961, 1963; MILOJOIZ *et al.*, 1965; SCHNEIDER, 1968; Δ EPMITZAKHE *et al.*, 1982) need reconsideration.

Elephas antiquus Mandible	Lárissa (Peniós Valley)	MELENTIS (1961) Megalópolis	MaccaGNO (1962) Riano	Tsoukala & Lister (1998) Grevená
Total length	>500	>360	540-700	
Total width	>590	>490	_	630
Height of the horizontal ramus	205-230	185	158-250	
Length of the diastema	134	140		_

The wear stage of the one available molar (Λ A-4) can give some clues about the biological age of the individual it belonged to. According to observations on recent elephants (MAGLIO, 1973; HAYNES, 1991) and considering the relatively larger size of the European *Elephas antiquus* that possibly implies a longer lifespan, the age of this animal could be about 45–50 years. The mandible Λ A-5 that seems to have had also a functional M₂ could belong to a somewhat younger individual, about 35–40 years old.

Order:	Artiodactyla Owen, 1848
Family:	Bovidae GRAY, 1821
Subfamily:	Bovinae GRAY, 1821
Genus:	Bos Linnaeus, 1758

Bos primigenius Bojanus, 1827 (Fig. 2C)

Material – Cranium fragment (distal part): AA-7.

Description — The cranium fragment ΛA -7 preserves the occipital region and a small part of the cranial roof with the base of the left horn core. It is massively built and very big in dimensions. The horn core is directed laterally and its base has a horizontal position. Internally it is full of sinuses, as it is common in bovins. The horn core cross-section is elliptical, the antero-posterior diameter being smaller than the dorso-ventral one. The horn cores are very similar in morphology and dimensions (see Table 3) to the horn core 388 from Megalopolis, which is described by MELENTIS (1966).

<i>Bos primigenius</i> Cranium	Lárissa (Peniós Valley)	Melentis (1966) Megalópolis
Occipital breadth	280	_
Total cranial height	>300	_
Breadth at the mastoid pee ses	245	_
Breadth of the occipital condyles	157	—
Horn core DAP (base)	105	87
Horn core dorsorentral diameter (base) 146	140
Horn core perimeter (base)	390	375

Table 3: Comparative dimensions of Bos primigenius cranium.

3. BIOSTRATIGRAPHY-PALAEOECOLOGY

The species *Elephas antiquus* characterises the European Middle and Late Pleistocene (MAGLIO, 1973). The rather primitive aspect of the molar (reduced hypsodonty, low lamellar frequency) could indicate a rather old age. The species *Bos primigenius* is, however, confined in the Late Pleistocene (KURTIN, 1968), being abundant during the postglacial. So, the available data point to a Late Pleistocene age for the studied specimens. A more detailed biochronology requires a larger sample of specimens and associated findings of other Mammals.

Elephas antiquus is considered as a forest species, adapted to temperate climate (KURTIN, 1968). *Bos primigenius* was probably a grassland or open woodland animal. This indicates dominance of mild climate and of a probably open woodland environment in the area.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Θερμές ευχαριστίες οφείλονται στους κυρίους Τάκη Τλούπα και Κώστα Ταμβακά, οι οποίοι ανακάλυψαν, ανέσκαψαν και παρέδωσαν στο Μουσείο Γεωλογίας και Παλαιοντολογίας του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών τα μελετηθέντα ευρήματα, καθώς και στους Καθηγητή Ν. Συμεωνίδη και Αν. Καθηγητή Γ. Θεοδώρου, οι οποίοι μου ανέθεσαν την παρούσα μελέτη.

REFERENCES

- AGUIRRE ENRIQUEZ, E. 1968-1969. Revisión sistemática de los Elephantidae por su morfología y morfometría dentaria. *Estudios Geologicos* XXIV (3-4), 109-167, XXV (1-2), 123-177, XXV (3-4), 317-367.
- ΔΕΡΜΙΤΖΑΚΗΣ, Μ.Δ., ΣΥΜΕΩΝΙΔΗΣ, Ν.Κ., BOER, L.E.M. DE & SONDAAR, P.Y. 1982. Η Εξέλιξη των Ελεφάντων, σελ. 85 (Εκδόσεις του Εργαστηρίου Γεωλογίας και Παλαιοντολογίας του Πανεπιστημίου Αθηνών, Αθήνα) [DERMITZAKIS, M.D., SYMEONIDIS, N.K., BOER, L.E.M. DE & SONDAAR, P.Y. *The evolution of the Elephants* (Publications of the Laboratory of Geology and Palaeontology of the University of Athens Athens)].
- DERMITZAKIS, M. & THEODOROU, G. 1980. Map of the main fossiliferous localities of Proboscidea in Aegean area (Athens).
- DOUKAS, C.S. & ATHANASSIOU, A. (in press). Review of the Pliocene and Pleistocene Proboscidea (Mammalia) from Greece. 2nd International Mammoth Conference, Rotterdam. Deinsea 8.
- GUENTHER, E.W. 1954. Die diluvialen Elefantenzöhne aus dem Nord-Ostsee-Kanal. Meyniana 2, 34-69.
- GUENTHER, E.W. 1977. Die Backenzöhne der Elefanten von Taubach bei Weimar. Quartôrpalôontologie 2, 265-304.
- HAYNES, G. 1991. Mammoths, Mastodonts and Elephants biology, behavior and the fossil record, 413 pp. (Cambridge University Press, New York).
- KURTIN, B. 1968. Pleistocene Mammals in Europe, 317 pp. (Weidenfeld and Nicolson, London).
- MACCAGNO, A.M. 1962. Gli elefanti fossili di Riano (Roma). Geologica Romana I, 33-131.
- MAGLIO, V.J. 1973. Origin and evolution of the Elephantidae. Transactions of the American Philosophical Society 63 (3), 1-126.
- MELENTIS, J.K. 1961. Die Dentition der pleistozonen Proboscidier des Beckens von Megalopolis im Peloponnes (Griechenland). Annales Giologiques des Pays Helliniques XII, 153-262.
- MELENTIS, J.K. 1963. Die Osteologie der pleistozonen Proboscidier des Beckens von Megalopolis im Peloponnes (Griechenland). Annales Giologiques des Pays Helliniques XIV, 1-107.
- MELENTIS, J.K. 1966. Die Boviden des Jungpleistozons des Beckens von Megalopolis im Peloponnes (Griechenland). Annales Giologiques des Pays Helliniques XVI, 446-472.
- MILOJØIZ, V., BOESSNECK, J., JUNG, D. & SCHNEIDER, H. 1965. Paloolithikum um Larissa in Thessalien. Beitrôge zur Ur- und Fróhgeschichtlichen Archoologie des Mittelmeer-Kulturroumes 1, 65 pp. (Rudolf Habelt Verlag, Bonn).
- OSBORN, H.F. 1936-1942. Proboscidea: a monograph of the discovery, evolution, migration and extinction of the Mastodonts and Elephants of the world. Vol. I, II, 1676 pp. (The American Museum Press, New York).
- PALOMBO, M.R. 1994. Gli Elefanti del Pliocene superiore e del Pleistocene dell'Italia centrale peninsulare: alcune considerazioni. *Studi Geologici Camerti* vol. spec. 1994 (B), 447-457.
- PARASKEVAIDIS, E. 1977. Sõugetierreste aus Griechenland. VIth Colloquium on the Geology of the Aegean Region, Proceedings III, 1143-1154.
- SCHNEIDER, H. 1968. Zur quartörgeologischen Entwicklungsgeschichte Thessaliens (Griechenland). Beitröge zur Ur- und Fröhgeschichtlichen Archöologie des Mittelmeer-Kulturröumes 6, 127 pp. (Rudolf Habelt Verlag, Bonn).

- SHOSHANI, J. & TASSY, P. (eds.) 1996. The Proboscidea evolution and palaeoecology of Elephants and their relatives, 472 pp. (Oxford University Press, New York).
- TREVISAN, L. 1954. Lo scheletro di *Elephas antiquus italicus* di Fonte Campanile Viterbo. *Palaeontographia Italica* XLIV, 1-78.
- TSOUKALA, E. & LISTER, A. 1998. Remains of straight-tusked elephant, *Elephas (Palaeoloxodon) antiquus* Falc. & Caut., 1847 ESR-dated to oxygen isotope Stage 6 from Grevena (W. Macedonia, Greece). *Bollettino della Societiv Paleontologica Italiana* 37 (1), 117-139.
- VAUFREY, R. 1958. Proboscidea, itude systumatique. In: PIVETEAU, J. Traiti de Paliontologie VI (2), 203-295. (Masson, Paris).

THE STUDY OF LEPIDOCYCLINA (EULEPIDINA) (FORAMINIFERA) FROM MIDDLE OLIGOCENE TO LOWER MIOCENE OF SOUTH ALBANIA S. MYFTARI¹, M. BAKO¹, B. MYFTARI¹

ABSTRACT

There are studied too many samples from Ionian Zone (geological outcrops and drilling wells) and Korna depression containing Larger Foraminifers, *Lepidocyclina (Eulepidina)* subgenus. For their study, determination to species level, biometric and counting measurements known in literature are used. According to proposal (for Mediterranean region) we suggest that in south Albania also can be separated the following species and subspecies:

- Lepidocyclina-(Eulepidina) formosoides DOUVILLE R.
- Lepidocyclina-(Eulepidina) dilatata (MICHELOTTI)
- Lepidocyclina-(Eulepidina) dilatata (MICHELOTTI) var concentrica SILVESTRI

For the specimens of microsphaeric generation (B-Form, diameter more than 5 centimeter) maintained the typological concept of classification and were attributed to the species *Lepidocyclina (Eulepidina) elephantina* LEMOINE and DOUVILLE (1904). They are given briefly the deposition conditions of the shells of this subgenus in flysch (Ionian Zone and mollasic deposits (Korna depression) Middle Oligocene- Lower Miocene age. The paper has been accompanied by means 3 plates.

KEY WORDS: Foraminifera Lepidocyclina (Eulepidina), Middle Oligocene-Lower Miocene, South Albania.

1. INTRODUCTION

In parallel with the study of planktonic foraminifers for biostratigraphic purposes, in many samples from geological outcrops and drilling wells in Ionian zone are encountered Larger foraminifers *Lepidocyclina* (*Eulepidina*) subgenus (MYFTARI.S, 1981, 1989, 1998). Also were studied complexes of the same subgenus from Korna depression varying from Middle Oligocene to Lower Miocene (Aquitanian) deposits (KUMATI Ll., KOROVESHI T., VATHI K., MYFTARI S., 1998). (Fig. 1). The isolated Larger foraminifers specimens in the samples remaining after decantation were chipped dyed and photographed according to the published literature (Plate 1, 2) or prepared slides from limestones or detritic clastic sandstones encountered in flysch deposits (Plate 3, fig.1-4). Specimens (over 5 centimeter in diameter) are collected in natural conditions in Valesh (Elbasan) and Plasa (Korna) sections (figs. 2, 3). For their determination to species level, biometric and counting measurements known in literature are used (for macrosphaeric generation, A-Form), MATTEUCCI R. et. al., (1977), DROOGER CW et al., (1986), LESS G. (1991).

2. RESULTS AND DISCUSSION

In equatorial sections of oriented slides (A Form) there is seen a too large Nukleoconch. The Protoconch is outlined by Deuteroconch in different degree (Plate 1, 2). The degree of outline of Protoconch by Deuteroconch (the "grade of enclosure" also called "Factor-A" by VAN DER VLERK 1963) is different. It varies from those with an obvious tangenciality of Protoconch up to them with small tangenciality or specimens, where the Protoconch has an eccentric or central position (Plate 1,2)

According to DROOGER C.W.et et al., (1986) proposal, for Mediterranean Region, we suggest that in South Albania also can be separated the following species and subspecies:

- 1. Specimens with the values of "Factor A" around 70 %, to be attributed to species *Lepidocyclina (Eulepidina)* formosoides DOUVILLE R. These ones are more primitive specimens encountered in South Albania. Their occurrence is rare.
- 2. Specimens with values of "Factor A" 90-100 % were attributed to L. (Eulepidina) dilatata (MICHELOTTI). (Plate 1, figs 3, 4, 6, 7, 10, Plate 2, figs. 1, 2, 3, 4, 5, 8,9,11) These species have more occurrence and more

^{1.} Oil and Gas Institute, Dep. of Paleontology, Fier, Albania

frequency in flych deposits of Middle Oligocene to Lower Miocene (Aquitanian) in Ionian zone and Korna Depression.

3. Specimens with eccentric or central position of Protoconch to Deuteroconch, were attributed to subspecies L. (Eulepidina) dilatata (MICHELOTTI)

concentrica SILVESTRI(Plate 2 figs 6, 7, 10, 12, 13). It is the more evolutionary subspecies encountered.



Fig. 1 Location of geological sections and wells

4. The specimens of microsphaeric generation(Fig. 3)(with more than 5 centimeter in diameter) is maintained the typological concept of classification, and were attributed to the species of Lepidocyclina (Eulepidina) elephantina LEMOINE and DOUVILLE R., (1904) (after CIZANCOURT M., and CIZANCOURT M., (1931) and ELLIS B., and MESSINA A., (1965) (figs. 2, 3) These specimens have a shell which is lens in form (not inflated in center) (Fig. 2, 3), the evolved equatorial chambers do not differ from those of the A. Forms. Perhaps these specimens belong to microsphaeric generation (B. Forms) of Lepidocyclina (Eulepidina) dilatata (MICHELOTTI) species. These specimens are encountered together with those macrosphaeric generation (A-Form) in Ionian zone (Berati belt). In Eastern part of Ionian zone (Valesh section, Elbasan) and Korna Depression (Plasa section) they form thick biostromes (fig. 2). It is very difficult to determine, in time, the successive of evolution of L. (Eulepidina) subgenus, compared with the zonal scheme based on planktonic foraminifers. But we can say that in Ionian zone are encountered, in same samples different mixes specimens of Lepidocyclina (Eulepidina) subgenus (specimens with different values of "Factor-A") (MYFTARI S. 1981, 1989). The age of these specimens is jugged by the coexistence of Lepidocyclina (Nephrolepidina) praemarginata DOUVILLE R. (Middle Oligocene for earlier species) and s/g. Miogypsinoides and s/g Miogypsina for youngest assemblages (Upper Oligocene-Lower Miocene (Aquitanian) and coexistence of planktonic foraminifers. The subgenus is disappeared in the end of Aquitanian that is never found in the lower part of Burdigalian (MYFTARI S., 1981).



Fig. 2 Assemblage with Lepidocyclina (Eulepidina) in the Middle Oligocene clays Plasa (Korne) section 22, x 1.2.

3. BRIEFLY ON PALEOECOLOGY AND DEPOSITING CONDITIONS

In biostromes(Fig. 2)(generally consisting of specimens of subgenus *Eulepidina*) from Eastern part of Ionian zone (Valesh section) and Korqa Depression (Fig.1) are, encountered also a lot of fossils with animal and plant origin such as Corals, Gastropods, Bivalvia, Bryozoars, Echinodermata etc. The biostromes aren't well cemented and the shells of *Eulepidina* subgenus were setting in biological position (parallel with each other, (Fig.2). The facts have pointed out that Larger Foraminifers (s/g *Eulepidina*) lived near the shoreline of the basin, depth to 20-50 meters, in waters with normal salinity, warm waters and rich with Calcium carbonate (CaCO₃). After the living process, fossilization, their large shells have remained in their place ("in situ"). Such a thing is evident from their to regressive phase of Upper Oligocene in periphery of Ionian zone, while in Korqa depression to transgressive phase of Middle Oligocene (KUMATI LL, et al. 1998).



Fig. 3 - Lepidocyclina (Eulepidina) elephantina LEMOINE et DOUVILLE 1904. Upper Oligocene. Valesh (Elbasan) section 13 Natural grossiment.

In the Ionian zone (Inner and Middle subzone) we have a full different situation to its above-mentioned: Specimens of L. (*Eulepidina*) subgenus (also complexes Oligocene of Larger Foraminifers) are encountered in horizons of clastic -organogenous limestones and sandstones and slumping masses into Oligocene flysch, setting disorderly manner (Plate 3, Fig.1,2, 3) and mixed with planktonic and benthonic foraminifers of depth waters (middle-upper bathyal). Their miscellaneous process and reworking is due to turbidite currents. Through to submarine canyons Larger Foraminifers have been taken from of basin margins and were transported too long, parallel with syncline axes. During that process they are differentiated to their form and weight, depositing where the energy of turbidite currents has fallen in its minimum. The direction of erosion and transportation has been from East to West, whereas that of transportation has been valley axe (in belts of Ionian zone). In the same manner we can explain the small dimensions of Larger Foraminifers and of specimens of *L. (Eulepidina)* subgenus and their coexistence with planktonic foraminifers. Larger Foraminifers can be used for biostratigraphic and paleogeographic purposes; because of the time difference is disdained.

REFERENCES

- CIZANCOURT M. and CIZANCOURT M. 1931 Sur la stratigraphie et la faune Nummulitique du flysch de l'Albanie *Bull.Soc.Geol.France.*Ser.4. (1930) 195-212 Paris.
- DROOGER C.W. and LAAGLAND H.- 1986 -Larger foraminiferal zonation of European-Mediterranean Oligocene. *Proc.Kon.Ned.Ak.Wet.*, 89, 139-140, Utrecht.
- ELLIS B, MESSINA A. -1965- Catalogue of Index Foraminifera Vol I. Lepidocyclinids and Miogypsinids., Amm.Mus.Nat.History, New York
- KUMATI LL., KOROVESHI T., VATHI K., MYFTARI S. -1998- The sedimentary Oligo-Miocene Molassic cycle in the Devolli syncline of Korna Basin (South Eastern Albania). Bull.Geol.Society of Greece XXXII/2, 321-327, Patra.
- LESS G. -1991- Upper Oligocene Larger Foraminifers of the Bókk Mountains. A.M.All.Foqldtani Intezet Evi Jelentese. Az, 1989, Evrol. 1991, 443-445 Budapest.
- MATTEUCCI R. and SCHIAVINOTTO F. -1977- Studio biometrico di Nephrolepidina, Eulepidina, Cycloclypeus in due Campioni del Oligocene di Monte la Rocca. Geol. Romana., 16, 141-171, Roma
- MYFTARI S. -1981- Fosilet e foraminifereve te medha te Hatian-Burdigalianit (perfshire) ne pjesen JP te zones Jonike. *Bull. "Nafta dhe Gazi"* 1, 63-95, Fier(in Albanian, summary in English).
- MYFTARI S.-1989 Foraminifere te medha te Oligocenit te mesem-Burdigalianit ne rajonin Tiráne-Elbasan-Gramsh. Buletini I Shkencave Gjeologjike 3, 109-129, Tirane (In Albanian, summary in English).
- MYFTARI S.- 1998- Larger Foraminifera and Biofacies od Oligocene-Lower Miocene turbidite deposits in Ionian zone (S.W. Albania). Proc. of. 12th International Petroleum Congress and Exhib. Of Turkey 12-15 October., 249-258, Ankara.

VLERK VAN DER I. -1963- Biometric research on Lepidocyclina - Micropaleontology. Vol. 9, Nr. 4., New York.

EXPLANATION OF PLATES

PLATE 1

Fig. 1, 2 -Surface aspect of Lepidocyclina (Eulepidina).'Upper Oligocene. Aranitas (Fier) section 274.x10. Fig. 3, 4, 6, 7, 10- Lepidocyclina (Eulepidina) dilatata (MICHELOTTI) Equatorial sections, (Form A) Upper Oligocene. Gorisht (Vlore) section 7 x 20.

Fig. 5, 8, 9 - Lepidocyclina (Eulepidina) - Axial sections (Forma A) Upper Oligocene. Gorisht (Vlore) section 7x20.

PLATE 2

Fig. 1, 2, 3, 4, 5, 8, 9, 11 - Lepidocyclina (Eulepidina) dilatata (MICHELOTTI) fragments of Equatorial sections (Form A). Mbjeshove (Fier) section: Sample 1488 x 20.

Fig. 6, 7, 10, 12, 13 - Lepidocyclina (Eulepidina) dilatata (MICHELOTTI) var_concentrica (SILVESTRI). Equatorial sections (Form A) Upper Oligocene

Aranitas (Fier) section. Sample 274 x 25.

PLATE 3

Fig. 1 - Biofacies with Lepidocyclina (Eulepidina) Axial section. Form A. Middle Oligocene. Well Sqepuri-2 (1869-1872) x 23.

Fig. 2 - Biofacies with Lepidocyclina (Eulepidina) sp. There are encountered also L.Nephrolepidina), Pararotalia, Operculina, Amphistegina, Rotalidae. Middle Oligocene. Well Rova-l (839-844) m x 23. Fig.3 -Biofacies with Lepidocyclina (Eulepidina) (Form A+B), L.Nephrolepidina), Pararotalia, Middle Oligocene. Well Rova-l (839-844) m x 23

Fig. 4- Biofacies with Lepidocyclina (Eulepidina). There are encountered also Miogypsinoides, Upper Oligocen, Aranitas (Fier) section. Sample 274 x 23.

PLATE 1





PLATE 3



3



OTHER COILING CHANGES IN GLOBOROTALIA ACOSTAENSIS UNKNOWN TILL NOW IN MEDITERRANEAN AREA

S. PRILLO¹, J. MEHAJ¹ AND J. PRILLO¹

ABSTRACT

In this study, all samples from Tortonian to Early Pliocene sediments of Zvernec-Vlora and Kavaja-Durres regions within Peri-Adriatic Foredeep (PAF) of Albania containing *Globorotalia acostaensis* were studied qualitatively and quantitatively. Based on these analyses resulted that G. *acostaensis* have changed coiling ratio direction during G. *acostaensis* and G. *obliquus extremus* Zone of Tortonian, differently from that known in Mediterranean area up to now. This is not a short time interval, which more exactly is from the first appearance of G. *acostaensis* to first appearance of G. *suterae*, at the upper part of G. *extremus* Zone. Another documented and explaining unconformity here is related with beginning of Pliocene sediments. There are at least four altenating sinistral and dextral coiling changes in G.acostaensis populations. Also in this work is given the history of the study of G. *acostaensis* and which maybe causes that this species in Mediterranean province and especially in our country is used relatively late as zonal marker species.

The main object of stratigraphers and paleontologists has been finding a successive section, with uninterrupted sedimentation, possibly for the longest geological time. Regarding to this phenomenon could be explained resulting unconformity between coiling ratio changes in *Globorotalia acostaensis* of the present study and other studies carried out in Mediterranean area on this occasion up to now. It is difficult to understand here the resulting unconformity during the main part of Tortonian age, which prolonged more than 2 m.y. Another resulting unconformity discovered at the Miocene/Pliocene boundary of the Kavaja-Durres regions is very significant. In these regions was discovered an earlier Pliocene sedimentation than known up to now according to resulting alternations of coiling direction of *Globorotalia acostaensis* prior to Pliocene *Sphaeroidinellopsis* Acme zone. These data are in favour of those based on the isotopic stratigraphy, which give a new definition at 5.32 M.Y. Miocene/Pliocene boundary instead of 5.1 or 5.2 M.Y. given previously based on absolute age. Coiling changes, in our case that of *G. acostaensis* are in response to changing climates or alternation of different cold and warm water populations resulting from changes in the boundaries between water masses as at the beginning of the Pliocene when the water masses of the Atlantic Ocean overflowed the Mediterranean area. Here is also proposed to correct the Neogene paleoclimatic curve referring, for the interval of *G. acostaensis* range distribution.

KEY WORDS: Planctonic foraminifera, Globorotalia acostaensis, Zonal marker, Paleoclimate, Ionian Zone

INTRODUCION

The present study is focused in two regions (Fig. 1). Thus Zvernec section in the south (Vlora region) and Kavaja section (Kavaja-Durres region) in the northern part of PAF, represent two main sections on which it is based. The both regions where previously surveyed and sampled by our geological service but taken samples for microfauna have never resulted so rich in planktonic foraminifera as these taken last time by Kumati et al. (1999). Here it is necessary to remark that only main part of Tortonian of the both sections is useful for planktonic foraminiferal study. The rest part of the Zvernec section is not exposed, therefore instead of it, here are used some cores of Narta-2, Vlora-12, Orikum-1, boreholes (Fig.1, 2). Also in Kavaja the other part of section from uppermost part of Tortonian up to the base of Pliocene is very well exposed but shallow sediments of this part also are not available for the evolutionary study of *Globorotalia acostaensis*. For that here also are used core samples from Durres-7 borehole and some outcrops all around Kavaja section, which represent the only exposures of Messinian deep-sea sediments in Albania

^{1.} Oil and Gas Geological Institute Fier, Albania

PREVIOUS WORK

Globorotalia acostaensis was originally described by Blow W. H (1959) from late Miocene of Venezuela, Caribbean area (Blow, 1959). This species was used by Bolli & Bermudez and Bolli, 1966 (referring Bolli, 1966) as zonal marker of their *G. acostaensis* Zone.

Later on *G. acostaensis* was used as zonal marker in Mediterranean area (Bizon & Bizon, 1972), where the upper boundary of their zone defined by first occurrence of two zonal markers *Globorotalia dutertrei* (d'Orbigny) and *G. humerosa* Takayanaki & Saito.

In 1982 and 1985 *G.acostaensis* was also used as zonal marker in Italy (Iaccarino, 1985). The upper boundary of their zone in the both cases marked by first occurrence of *Globigerinoides obliquus extremus* Bolli & Bermudez. Such an interval with *G. acostaensis* zonal marker was also established by Prillo & Hasanaj 1994 in Albania

The above-mentioned data show for a delay in use of *G. acostaensis* as zonal marker in Mediterranean area and in our country. It is probably related with its rare occurrence and with difficulties in its determination.

COILING RATIO CHANGES IN G. ACOSTAENSIS

In the both regions studied has a complete conformity in coiling ratio changes during entire its stratigafic range. In contrast a great unconformity in coiling changes of *G. acostaensis* especially during Tortonian between our data and them recorded in Mediterranean area (Bolli & Saunders, 1985). Thus, from first appearance of *G. acostaensis*, close to early part of Tortonian and during the lower part of *G. acostaensis* Zone over 80% specimens of Kavaja section prefer sinistral coiling, while in Zvernec section these are over 90% (Fig. 2,3). Onward, almost in the middle of *G. acostaensis* Zone a sudden change from sinistral to dextral occurs in the both sections.

In Zvernec this preference for dextral coiling coincides with sample nr.16 while in Kavaja coincides with sample 280 where such a preference develops also *Globorotalia continuosa* Blow. In Zvernec its very sporadically occurrence does not allow us to say which coiling does it prefer in this section. Dextral coiling remains such a coiling during upper part of *G. acostaensis* Zone and the lower part of the successive *G. extremus* Zone up to the first occurrence of *Globorotalia suterae*.

In the Mediterranean area (Bolli & Saunders, 1985) instead of dextral coiling reported only the sinistral coiling remaining such not only for the interval above-mentioned but still higher up to the first occurrence of *Globigerina multiloba* Romeo (Fig. 4).

In consequence, resulting differences in coiling preferences occur within the Mediterranean area. According to Jenkins (1967) and Bolli (1971) such local differences in coiling preferences with one species are dependent on the temperature of the water. These sayings are valuable for Miocene to Recent species. If we are agreeing with them we must admit within Mediterranean area during the most part of Tortonian two different climate regions at the same time. In the interval from first occurrence of *G. suterae* to first occurrence of *G. acostaensis* prefer dextral coiling which is in conformity with the Mediterranean area. The Kavaja section and Guri i Bardh exposure (Fig. 1,3) apparently represent an earlier Pliocene section in Mediterranean area. Here for the first time are found deep-sea sediments prior to Pliocene *Sphaeroidinellopsis* Acme zone (Fig. 4).

STRATIGRAPHIC AND PALEOCLIMATIC IMPLICATION OF COILING CHANGES IN GLOBOROTALIA

Fig. 5 gives the preferable coiling changes of several *Globorotalia* species studied in Ionian Zone of Albania, from middle Miocene to early Pliocene. Most species demonstrated here belong to genus *Globorotalia* s.l. and are its integrated species like *G. mayeri*, *G. continuosa*, *G. acostaensis* and *G. pachyderma*, which is not occurred in our samples. *Globorotalia menardii* make an exception in our case, perhaps because it belongs to *Globorotalia* s.s. According to Bolli (1971) this species demonstrated the local differences in coiling preferences between tropical Caribbean area and tropical Pacific area. Within Mediterranean this species has not any differences in coiling preferences from each to other regions. It is rather a cold-water species. Its coiling change from sinistral to dextral at the top of Tortonian seems to be in unconformity with sinistral coiling of *G.acostaensis*, however we do not say that *G. menardii*, its dextral coiling change suddenly occurs also its disappearance giving in this way a marked stratigraphic level. Other aspect should be the interval with dextral coiling in *G. acostaensis* during most part of Tortonian. In sampled interval of the both sections no one specimens of *G. menardii* occur. Believing that coiling changes in *G. acostaensis* coincide with climate changes, we corrected the paleoclimatic curve given by Bizon &Muller (1977) (Fig. 5).



In Kavaja-Durres region at the base of its Pliocene sediments was found an interval represented by 4 alternative coiling directions, which give confirmation on our knowledge for Miocene-Pliocene sediments of our region. These alternations of different cold and warm water masses entered into Mediterranean from Atlantic Ocean. By the end of this interval, within *Sph.* A. zone, prior to the first occurrence of *G. margaritae* Bolli & Bermudez was established a stability of water temperature between Atlantic and Mediterranean Sea, towards a warm climate. Remaining dextral coiling during the rest part of early Pliocene was also in response of warm water early Pliocene populations. These data are also in favor of them based on the isotopic stratigraphy which give a new definition at 5.32 M. Y. Miocene/Pliocene boundary instead of 5.1 or 5.2 M. Y. given previously based on absolute age.





Fig. 3: Coiling changes in G acostaensis, Kavaja section and boreholes all around.



Fig. 4 Correlation of zonal schemes for range distribution of G.acostaensis and generalized coiling changes in this species. Dashed line denotes known coiling changes up to pow.



Fig. 5 Correction of Neogene paleoclimatic curve for the interval of G acostaensis range distribution

REFERENCES

- Bizon G.et Bizon J.J. 1972.- Atlas des principaux foraminifθres planctoniques du bassin Muditerranten. Oligocθne ΰ Quaternaire. *Editions Technip*, Paris, 316 pp.
- Bizon G. & Muller C. 1977. Remarks on some biostratigraphic problems In the Mediterranean Neogene. In : Intern, Symp. Struct. Hist. Med. Basins Split (Yugoslavia) 1976. Technip pp. 381-390.
- Blow W.H. 1959.- Age, correlation, and biostratigraphy of the upper Tocuyo (San Lorenzo) and Pozon formations, Eastern Falcon, Venezuela. Bull. Amer. Paleont., 67, 39-252
- Bolli H.M. 1966 a.- Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera. Boletin informativo Asociacion Venezolana de Geologia, Minieria y. Petroleo, 9 (1), 3-32.
- Bolli H.M. 1971.- The direction of coiling in planktonic foraminifera. In: *The Micropaleontology of Oceans*, ed. B.M. Funnell et W.R. Riedel, pp.639-648 *Cambridge University Press*.
- Bolli H.M. &. Saunders I.B. 1985.- Oligoecene to Holocene low latitude planktic foraminfera. Plankton Stratigraphy. Cambridge University Press.p. 155–262.
- Iaccarino S. 1985.- Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera. Plankton Stratigraphy Cambridge University Press. p. 283-314.
- Jenkins D.G. 1967. Recent distribution, origin and coiling ratio changes in *Globorotalia pachyderma* (Ehrenberg). *Microp.* 13, no 2, p. 195-203.
- Kumati Ll., Prillo S., Buli K. 1999.- Deshifrimi stratigrafik i depozitimeve detare dhe liqenore te Messinianit ne baze te ostrakodeve ne rajonin Vlore-Durres. Fondi ING. Fier.
- Prillo S. et. Hasanaj L. 1994.- Studimi kompleks biostratigrafik i depozitimeve te Miocenit te mesem e te siperm qe perfshijne ndertimin gjeologjik te kateve Langhian, Serravalian, Tortonian e Messinian sipas stratotipeve te Mesdheut, Fondi ING Fier.
- Prillo S. et. Hasanaj L. 1999.- Biostratigrafia dhe interpretime Paleoekologjike per depozitimet e Pliocenit ne Shqiperi, Fondi ING Fier, Albania.

ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ STRATIGRAPHY



ΣΥΜΒΟΛΗ ΤΗΣ ΠΑΡΑΓΟΝΤΙΚΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΣΤΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΠΑΛΑΙΟΚΑΙ-ΜΑΤΟΣ ΚΑΙ ΤΗΣ ΠΑΛΑΙΟΩΚΕΑΝΟΓΡΑΦΙΑΣ ΣΤΟ ΝΔ-ΚΟ ΑΙΓΑΙΟ ΠΕΛΑΓΟΣ* Μ. ΓΕΡΑΓΑ Μ¹, Σ. ΤΣΑΪΛΑ-ΜΟΝΟΠΩΛΗ², Γ. ΠΑΠΑΘΕΟΔΩΡΟΥ¹, Χ. ΙΩΑΚΕΙΜ³, Γ. ΦΕΡΕΝΤΙΝΟΣ¹

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Παραγοντική ανάλυση εφαρμόσθηκε στα αποτελέσματα των μικροπαλαιοντολογικών αναλύσεων από ιζήματα δύο πυρήνων, οι οποίοι συλλέχθηκαν από το ΝΔ-ικό Αιγαίο. Η εφαρμογή της παραγοντικής ανάλυσης στην πλαγκτονική μικροπανίδα καθόρισε 5 παράγοντες. Δύο από τους παράγοντες αυτούς σχετίζονται με την επιφανειακή θαλάσσια θερμοκρασία και συγκρινόμενοι με τις τιμές του δ¹⁸O, ανέδειξαν μια σειρά κλιματικών μεταβολών μεγάλης και μικρής διάρκειας, τα τελευταία 45000χρόνια. Οι υπόλοιποι τρείς παράγοντες ανέδειξαν τα χρονικά διαστήματα, όπου η θαλάσσια παραγωγικότητα ευνοείται από την άνοδο του πυκνοκλινούς στην ευφωτική ζώνη, την αύξηση των ποτάμων εισροών και την καλή μίξη των επιφανειακών νερών. Η εφαρμογή της παραγοντικής ανάλυσης στη βενθονική μικροπανίδα καθόρισε 5 παράγοντες, οι οποίοι αντιπροσωπεύουν 5 στάδια εμπλουτισμού του οικοσυστήματος του πυθμένα.

ABSTRACT

Factor analysis was subjected to high resolution microfauna data. The microfauna data (planktonic and benthic foraminifera) comes from analyses of two gravity cores selected from SW Aegean Sea and concerns the last 45000yrs. The two cores contain the sapropelic sequence of S1 which appears in two layers S1a and S1b and the sapropelitic sequence of S2. The results of the analyses have been high accurate dated by the AMS method.

The application of factor analysis to planktonic forams revealed 5 factors. Two of these factors cluster planktonic species which are indicators of temperature changes such as *Gs. ruber*, *Gs. sacculifer*, *Or. universa* and *Globigerinella* which are indicative of warm and oligotrophic waters and *T. quinqueloba* and *Gr. scitula* which are indicative of cold waters. So these factors can be considered as sea surface temperature depended. The variation of their scores compared with the δ^{18} O data showed a sequence of palaeoclimatic changes of long and short duration, which may correspond to global events such as Heinrich 1, 2, 3, 4 and Younger Dryas. The other three factors cluster planktonic species which prefer high eutrophicated waters, such as *Neogloboquadrina*, *G. inflata* and *G. bulloides*. The variation of their scores revealed the periods where the marine productivity was improved by (i) the shoaling of the pycnocline within the euphotic zone and the subsequent development of Deep Chlorophyl Maximum (DCM) layer, (ii) the increase of water outflows and (iii) the well mixed surface waters. Furthermore, factor analysis showed that the organic material of S1 is related more to the enhanced river outflows, than that of S2 which seems to be related with the development of DCM layer.

The application of the factor analysis to benthonic forams revealed 5 factors, which appear to correspond to five stages of bottom water enrichment. The 1st factor cluster epifauna species with high oxygen demands such as *H. elegans, Asterigerinata, Valvulineria, Rosalina,* Miliolidae, *Nonion* spp. and *Cassidulina* spp. The variation of the scores showed that the last 45kyrs SW Aegean Sea was characterized by well oxidized bottom waters except of the periods of sapropel deposition. When the trophic level of the sea bottom increases such as occurs at the deposition of S2, the dominated benthic fauna is represented by the 2nd factor with species as *Cibicides* spp., *Uvigerina* spp. and *Cassidulina* spp. Species such as *Gyroidina* spp., *Uvigerina* spp., *Bulimina* spp. and *Chilostomela* spp. are represented by the 4th factor, which indicates environments of reduced oxygen supply and/or increased organic flows, such those which developed during the interruption of the sapropelic deposition of S1.

Shallow infauna species such as *Bolivina* spp. and *B. marginata* and deep infauna species such as *Fursenkoina* spp. are represented by the 3th factor, which indicates dysoxic environments such those which developed exactly before the deposition of S1a and S1b.

^{*} CONTRIBUTION OF FACTOR ANALYSIS TO THE STUDY OF PALAEOCLIMATIC AND PALAEOCEANOGRAPHIC VARI-ABILITY IN SW AEGEAN SEA, GREECE

^{1.} Εφγαστήριο Θαλάσσιας Γεωλογίας και Φυσικής Ωκεανογραφίας (Ε. ΘΑ.ΓΕ.ΦΩ.), τμήμαΓεωλογίας, Παν/μιο Πατρών

^{2.} Τομέας Γενικής Θαλάσσιας Γεωλογίας & Γεωδυναμικής, Τμήμα Γεωλογίας, Παν/μιο Πατρών

^{3.} Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών (Ι.Γ.Μ.Ε)

Deep infauna species such as *Cassidulinoides* spp. and *Globobulimina* spp. are represented by the 5th factor, which shows highly dysoxic, almost anoxic conditions, such those which developed at the begging of S1a and S1b.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: παραγοντική ανάλυση, τοηματοφόρα, παλαιοωκεανογραφία, παλαιοκλιματολογία **ΚΕΥ WORDS:** factor analysis, foraminifera, palaeoceanography, palaeoclimatology

1.ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στην παρούσα εργασία παρουσιάζονται τα συμπεράσματα, που αφορούν στην εξέλιξη των παλαιοκλιματικών και παλαιοωκεανογραφικών συνθηκών, που αναπτύχθηκαν στην Αν. Μεσόγειο τα τελευταία 45000χρόνια, έτσι όπως αυτά προέκυψαν με την εφαρμογή της παραγοντικής ανάλυσης σε μικροπαλαιοντολογικά δεδομένα. Τα μικροπαλαιοντολογικά δεδομένα χαρακτηρίζονται από μικρό χρονικό βήμα (200 έως 500χρόνια), αφορούν πλαγκτονικά και βενθονικά τρηματοφόρα και προέρχονται από ιζήματα δύο πυρήνων, Π40 και Π69, που συλλέχθηκαν στο ΝΔκό Αιγαίο. Με τη στατιστική ανάλυση επιτυγχάνεται αφενός ομαδοποίηση των ειδών (και γενών) των τρηματοφόρων βάσει των χαρακτηριστικών διαβίωσης τους και αφετέρου ο εντοπισμός παλαιοκλιματικών και παλαιοωκεανογραφικών μεταβολών με μαθηματικό τρόπο.

2. ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ

Η εργασία βασίζεται στη μελέτη του πυρήνα Π40, μήκους 2m που συλλέχθηκε από το Μυρτώο Πέλαγος (36° 56,122, 24° 04,688) σε βάθος 850m και στη μελέτη του Π69 μήκους 2m, που συλλέχθηκε από το Δυτικό Κρητικό πέλαγος (36° 32,769, 24° 12,782), σε βάθος 630m. Η μελέτη των πυρήνων περιλαμβάνει: (i) μακροσκοπική περιγραφή, (ii) ανάλυση ιζηματογενών δομών, (iii) μετρήσεις του ποσοστού οργανικού άνθρακα (Corg), (iv) ποιοτικό και ποσοτικό προσδιορισμό των πλαγκτονικών τρηματοφόρων σε 54 δείγματα ιζήματος του Π40 και σε 101 δείγματα του Π69, καθώς και ποσοτικό προσδιορισμό βενθονικών τρηματοφόρων σε 44 δείγματα του Π69 (v) μετρήσεις του δ¹⁸Ο στα κελύφη του πλαγκτονικών τρηματοφόρου *Globigerinoides ruber* σε 34 δείγματα του Π40 και σε 45 δείγματα του Π69. Η χρονολόγηση των αποτελεσμάτων βασίσθηκε σε 5 ραδιοχρονολογήσεις: τρείς στα ιζήματα του Π40 και 2 στα ιζήματα του Π69 (Πίνακας 1), οι οποίες πραγματοποιήθηκαν στο Εργαστήριο της Beta Analytic INC με τη μέθοδο AMS.

Στα αποτελέσματα των μικροπαλαιοντολογικών αναλύσεων εφαρμόσθηκε παραγοντική ανάλυση R-τύπου (Davis, 1986). Η παραγοντική ανάλυση εφαρμόσθηκε σε δύο αρχικούς πίνακες δεδομένων: (α) στον πίνακα των ποσοστών των κυριότερων πλαγκτονικών ειδών, όπως αυτός προέκυψε από τις μικροπαλαιοντολογικές αναλύσεις των πυρήνων Π40 και Π69, συνοδευόμενος με το αντίστοιχο ποσοστό του οργανικού άνθρακα για κάθε δείγμα και (β) στον πίνακα των ποσοστών των κυριότερων βενθονικών ειδών και γενών, όπως αυτός προέκυψε από τις μικροπαλαιοντολογικές αναλύσεις του πυρήνα Π69, συνοδευόμενος με το αντίστοιχο ποσοστό οργανικού άνθρακα για κάθε δείγμα.

3. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Ο πυρήνας Π40 αποτελείται από 5 λιθοφάσεις ημιπελαγικής ιλύος, εκ των οποίων η μία αντιπροσωπεύει τη σαπροπηλική ακολουθία του S1 (Geraga et al., 2000). Ο πυρήνας Π69 αποτελείται από 6 λιθοφάσεις κυρίως ιλύος εκ των οποίων η μία αντιπροσωπεύει τη σαπροπηλική ακολουθία του S1 και μία άλλη τη σαπροπηλιτική ακολουθία του S2 (Γεραγά κ.α., 2000). Η σαπροπηλική ιζηματογένεση του S1 αποτελείται και στους δύο πυρήνες από δύο στρώματα S1a και S1b. Βάσει των ραδιοχρονολογήσεων ο μέσος ρυθμός ιζηματογένεσης του Π40 υπολογίζεται στα 10,3cm/kyr ενώ του Π69 στα 4,3cm/kyr (Εικ. 1). Η βάση του Π40 χρονολογείται στα 18,3kys ενώ του Π69 στα 45,5Kyrs.

		lívaxas .	1
	A/α	Βάθος (cm)	Ηλικία (kyrs BP)
	(1)*	36	3370
П40	(2)*	72,5	6830
	(3)*	82,5	7830
	(4)*	131	12350
	(5)*	15	3370
п69	(6)*	40	8750
	(7)*	152	36070

Ηφαιστειαχή τέφοα Z2 *AMS χοονολόγηση



Ειχ. 1: Διαγράμματα, στα οποία παρουσιάζεται ο ρυθμός ιζηματογένεσης του Π40 και Π69 βάσει των ηλιχιών του Πίναχα 1

Fig. 1: Sedimentation rates of P40 and P69, based on the radiochronological data showed at table 1

Στα ιζήματα των Π40 και Π69 εντοπίστηκαν τα εξής κύρια είδη πλαγκτονικών τοηματοφόρων: Globigerinoides ruber, Gs. obliquus, Gs. sacculifer, Gs., trilobus, Gs. tenellus, Orbulina universa, Globigerinella aequilateralis, G. calida, Globigerina bulloides, G. falconencis, Globigerinita glutinata, Turborotalita quinqueloba, Globorotalia inflata, Gr. scitula, Gr.truncatulinoides, Neogloboquadrina dutertrei, N. pachyderma.

Στα ιζήματα του Π69 εντοπίστηκαν τα εξής κύρια είδη (και γένη) βενθονικών τοηματοφόρων Articulina tubulosa, Asterigerinata sp., Bolivina spathulata, B. dilatata, B.alata, Bulimina costata, B. marginata, Cassidulina crassa, C.laevigata, C.subglobosa, Cassidulinoides bradyi, Chilostomella sp., Cibicides spp., Dentalina sp., Discorbis spp., Fursenkoina sp., Globobulimina spp., Gravelinopsis sp., Gyroidina spp., Elphidium spp., Hanzawaia sp., Hyalinea balthica, Hoegludina sp., Miliolidae, Nonion sp, Nonionella sp., Ophthalmidium acutimargo, Osangularia sp., Patellina sp., Planulina sp., Pullenia sp., Rosalina sp., Spirillina sp., Textularia sp., Trifarina sp., Uvigerina peregrina, Uv. aculeata, Uv. mediterranea, και Uv.auberiana, Vaginulina sp.και Valvulineria sp.

Εφαρμογή της παραγοντικής ανάλυσης στα πλαγκτονικά τρηματοφόρα

Ο πρώτος και στατιστικά σημαντικότερος παράγοντας εκφράζει το 35% της ολικής διακύμανσης και είναι διπολικού χαρακτήρα καθώς παρουσιάζει υψηλές θετικές στα *T. quinqueloba* και *Gr. scitula* (0,919 και 0,648 αντίστοιχα) και υψηλές αρνητικές φορτίσεις στα *Gs. nuber* (-0,687). Ο δεύτερος παράγοντας εκφράζει το 11,7% της ολικής διακύμανσης και παρουσιάζει συγχρόνως υψηλές θετικές φορτίσεις στα *N. dutertrei* (0,871) και *N. pachyderma* (0,832).Ο τρίτος παράγοντας εκφράζει το 10,3% της ολικής διακύμανσης και ομαδοποιεί με υψηλά θετικές φορτίσεις τα *Or. universa* (0,672), *Gs. sacculifer* (0,788) και *Globigerinella* spp (0,657). Ο τέταρτος παράγοντας εκφράζει το 9,0% της ολικής διακύμανσης και έχει διπολικό χαρακτήρα καθώς παρουσιάζει υψηλές θετικές φορτίσεις στα *G. bulloides* και Corg (0,625 και 0,761 αντίστοιχα) και αρνητικές στα *G. glutinata* (-0,667). Ο πέμπτος παράγοντας εκφράζει το 8,5% της ολικής διακύμανσης και παρουσιάζει υψηλές θετικές φορτίσεις των παραουσιάζει υψηλές θετικές σορτίσεις μόνο στη *G. inflata* (0,931). Οι κατακόρυφες κατανομές των παραγοντικών τιμών παρουσιάζονται στις Εικόνες 2 και 3.

Ο πρώτος παράγοντας είναι διπολικός και εκφράζει την αντιπάθεια μεταξύ του Gs. ruber που ευδοκιμεί σε θερμά και ολιγοτροφικά περιβάλλοντα και των T. quinqueloba και G. scitula που ευδοκιμούν σε ψυχρά και σχετικά ευτροφικά περιβάλλοντα. Ως εκ τούτου ο 1^{ος} παράγοντας μπορεί να θεωρηθεί ως δείκτης της διακύμανσης της επιφανειακής θαλάσσιας θερμοκρασίας και η κατακόρυφη διακύμανση του κατά μήκος των δύο πυρήνων φαίνεται να συμφωνεί με την εγκαθίδρυση και την εξέλιξη μιας σειράς παγκόσμιων γεγονότων, ενώ παράλληλα μπορεί να συσχετιστεί με την αντίστοιχη των τιμών του δ¹⁸Ο.

Μεταξύ 18ka και 14ka η κατακόουφη κατανομή του 1^{ου} παράγοντα κατά μήκος του Π40 εκφράζεται με γενικά χαμηλές τιμές. Το διάστημα αυτό αντιπροσωπεύεται με υψηλές τιμές δ¹⁸0 και φαίνεται να υποδηλώνει σχετικά ψυχρές κλιματικές συνθήκες λόγω της επικράτησης της τελευταίας παγετώδους περιόδου. Σταδιακή τάση αύξησης των τιμών του 1^{ου} παράγοντα και σύγχρονη μείωση των τιμών του δ¹⁸Ο παρουσιάζεται μεταξύ 14ka και 10ka, γεγονός που αντιπροσωπεύει τη βελτίωση των κλιματικών συνθηκών στα τελευταία στάδια της τελευταίας παγετώδους περιόδου (Late Glacial). Εξαίρεση αποτελούν οι χαμηλές παραγοντικές τιμές στα 13,8ka και 11ka, οι οποίες συνοδεύονται με αυξήσεις των τιμών δ¹⁸Ο και συμπίπτουν χρονικά με την επικράτηση των ψυχρών γεγονότων Heinrich 1 και Younger Dryas αντίστοιχα (Bond and Lotti, 1995).



Εικ. 2: Κατακόρυφες κατανομές των τιμών δ¹⁸Ο και των παραγοντικών τιμών των αναλύσεων στα πλαγκτονικά τρηματοφόρα του Π40.

Fig. 2: Downcore variation of $\delta^{18}O$ values and factor scores, as they revealed after the application of factor analysis at the planktonic data of P40



Εικ. 3: Κατακόρυφες κατανομές των τιμών δ¹⁸Ο και των παραγοντικών τιμών των αναλύσεων στα πλαγκτονικά τρηματοφόρα του Π69.

Fig. 3: Downcore variation of $\delta^{18}O$ values and factor scores, as they revealed after the application of factor analysis at the planktonic data of P69.

Τα τελευταία 10 χιλιάδες χρόνια οι υψηλές παραγοντικές τιμές υποδηλώνουν την επικράτηση των θερμών κλιματικών συνθηκών του Ολοκαίνου. Εξαίρεση αποτελούν οι μειωμένες τιμές του παράγοντα στα 8.9ka και 7.1ka, οι οποίες πιθανώς δικαιολογούνται από τις υψηλές συγκεντρώσεις των *T. quinqueloba*. Το είδος αυτό ευδοκιμεί σε ψυχρά αλλά και σε νερά χαμηλής αλατότητας (Laurens, 1994), όπως αυτά που φαίνεται να αναπτύχθηκαν κατά τη διάρκεια απόθεσης των S1a και S1b.

Ανάλογα συμπεράσματα εξάγονται επίσης και για την κατανομή των παραγοντικών τιμών του 1^{ou} παράγοντα και στον πυρήνα Π69. Μεταξύ 45 έως 21ka, ο 1^{os} παράγοντας εκφράζεται από σχετικά υψηλές τιμές, οι οποίες συνοδεύονται από τις σχετικές χαμηλές τιμές του δ¹⁸O, του ισοτοπικού επιπέδου 3 (ST3). Οι παραγοντικές τιμές παρουσιάζονται μειωμένες στα 36-38ka, 26-28ka και 21ka. Τα διαστήματα αυτά, τα οποία συνοδεύονται από αυξήσεις των τιμών του δ¹⁸O, υποδηλώνουν την επικράτηση ψυχρότερων κλιματικών συνθηκών, οι οποίες συμπίπτουν χρονικά με τα γεγονότα Heinrich 4, 3 και 2 αντίστοιχα.

Κατά τη διάρχεια του ST2, το οποίο σύμφωνα με τις τιμές του δ¹⁸Ο εντοπίζεται μεταξύ 21 έως 10ka, οι χαμηλότερες παραγοντιχές τιμές παρουσιάζονται στα 18 και 13,8ka και συμπίπτουν χρονιχά με την επιχράτηση των (α) μέγιστου της τελευταίας παγετώδους περιόδου (Last Glacial Maximum) και (β) Heinrich 1 γεγονότων.

Οι υψηλές παραγοντικές τιμές κατά τη διάρκεια των τελευταίων 10 χιλιάδων χρόνων δείχνουν την επικράτηση των θερμών κλιματικών του Ολοκαίνου. Εξαίρεση αποτελεί το διάστημα 6-7ka, όπου οι χαμηλές παραγοντικές τιμές δικαιολογούνται, όπως και στην περίπτωση του Π40, από την επικράτηση χαμηλής αλατότητας νερών και την ακόλουθη αύξηση των *T. quinqueloba*, κατά τη διάρκεια απόθεσης του S1b

Ο 2°5 παράγοντας ομαδοποιεί τα N. dutertrei και N. pachyderma, τα οποία είναι δείκτες ανάπτυξης του DCM στρώματος, το οποίο δημιουργείται με την άνοδο του πυκνοκλινούς στην ευφωτική ζώνη. Έτσι οι υψηλά θετικές παραγοντικές τιμές του παράγοντα αυτού εκφράζουν ανάπτυξη ευτροφικών συνθηκών με την αύξηση της θαλάσσιας πρωτογενούς παραγωγικότητας. Τέτοιες συνθήκες εντοπίζονται κατά μήκος του Π40 μεταξύ 11-18ka και κατά μήκος του Π69 μεταξύ 31-35ka και 11-18ka με μια μικρή διακοπή περίπου στα 14ka. Μάλιστα, η απότομη αύξηση των Neogloboquadrina στα '35ka φαίνεται πως συντέλεσε στην αύξηση παροχής οργανικού υλικού στον πυθμένα και στην απόθεση του S2 σαπροπηλού.

Ο 3^{°ς} παράγοντας ομαδοποιεί τα θερμά είδη Or. universa, Gs. sacculifer και Globigerinella spp. και οι υψηλές θετικές παραγοντικές τιμές του δηλώνουν υψηλές θαλάσσιες επιφανειακές θερμοκρασίες. Η διακύμανση των παραγοντικών τιμών του θα πρέπει να εξετάζεται σε συνδυασμό με την αντίστοιχη του $1^{\circ\circ}$ παράγοντα.

Οι παραγοντικές τιμές του 3^{ου} παράγοντα στον πυρήνα Π40 παρουσιάζονται αρκετά αυξημένες λίγο πριν την έναρξη των S1a και S1b εκφράζοντας έτσι τη σπουδαιότητα της αύξησης της θαλάσσιας θερμοκρασίας στην απόθεση του S1. Στον πυρήνα Π69 ο 3^{ος} παράγοντας παρουσιάζει υψηλές τιμές καθόλη τη διάρκεια των S1a και S1b και όχι μόνο στην έναρξη των στρωμάτων αυτών. Το γεγονός αυτό πιθανώς δικαιολογείται από τις χαμηλές συγκεντρώσεις των *T. quinqueloba* στον Π69 σε σχέση με τις αντίστοιχες στον Π40. Επιπλέον υψηλές παραγοντικές τιμές εντοπίζονται στον Π69 περίπου στα 40ka. Το γεγονός αυτό πιθανώς να αντιστοιχεί στην επικράτηση κάποιου θερμού σύντομου γεγονότος (interstadial) των κύκλων Dansgaard, λίγο πριν την εγκαθίδρυση του γεγονότος Heinrich 4 (Bond and Lotti, 1995).

Ο 4°ς παφάγοντας εκφφάζει την υψηλή συσχέτιση που παφουσιάζει το οργανικό υλικό (Corg) με το ποσοστό των G. bulloides. Το είδος αυτό, ευδοκιμεί σε ευτφοφικά πεφιβάλλοντα, όπως π.χ. αυτά που αναπτύσσονται με την αύξηση των ποτάμιων εισφοών. Οι υψηλές παφαγοντικές τιμές κατά τη διάφκεια απόθεσης των S1a και S1b, στους Π40 και Π69 δείχνει ότι η σαπφοπηλική ιζηματογένεση του S1 ευνοήθηκε με την αυξημένη είσοδο θφεπτικών συστατικών στην υδάτινη στήλη από τις υψηλές ποτάμιες εισφοές της πεφιδάου εκείνης. Ο παφάγοντας αυτός δεν παφουσιάζει ανάλογη αύξηση κατά την απόθεση του S2, δείχνοντας ότι ο μηχανισμός αύξησης της παφαγωγικότητας στην υδάτινη στήλη και ακολούθως της παφοχής οργανικού υλικού στον πυθμένα, κατά τη διάφκεια του S2, δεν συνδεόταν μόνο με την είσοδο θφεπτικών συστατικών στην υδάτινη στήλη και ακολούθως της παφοχής οργανικού υλικού στον πυθμένα, κατά τη διάφκεια του S2, δεν συνδεόταν μόνο με την είσοδο θφεπτικών συστατικών στην υδάτινη στήλη και ακολούθως της παφοχής οργανικού τοι ποτάμιες εισφοές, όπως στην παράτηση του S1. Οι ελάχιστες τιμές του 4°^{ου} παφάγοντα εντοπίζονται στον πυφήνα Π69 πεφίπου στα 40ka και μεταξύ 10-14ka δηλώνοντας την επικφάτηση των G. glutinata, ενός είδους που αν και έχει κοσμοπολίτικο χαφακτήφα εμφανίζει αντιθετικές τάσεις ως πφος τα G. bulloides και Corg σε αυτόν τον παφάγοντα.

Ο 5°5 παφάγοντας τονίζει την κατανομή της G. inflata στους δύο πυφήνες. Το είδος αυτό συνδέεται με ψυχφά και ευτφοφικά πεφιβάλλοντα. Ο ευτφοφισμός σε αυτήν την πεφίπτωση συνδέεται με καλή ανάμιξη της υδάτινης στήλης. Έτσι οι υψηλές παφαγοντικές τιμές του 5°° παφάγοντα αντιπφοσωπεύουν πεφιόδους χαμηλής θεφμοκφασίας και αυξημένης παφαγωγικότητας, της οποίας ο μηχανισμός γένεσης είναι διαφοφετικός από αυτούς που προτείνονται με τους παφάγοντες 2 και 4 και γι' αυτό το λόγο οι διακυμάνσεις των παφαγοντικών τιμών τους σχεδόν πουθενά δεν ταυτίζονται. Υψηλές θετικές παφαγοντικές τιμές του 5°° παφάγοντικές τιμές του 5°° παφάγοντικές τιμές του 5°° παφάγοντα το λόγο συ διακυμάνσεις των παφαγοντικών τιμών τους σχεδόν πουθενά δεν ταυτίζονται.

νται και στους δύο πυρήνες Π40 και Π69 κατά τη διακοπή και ακριβώς μετά τη λήξη της σαπροπηλικής ιζηματογένεσης του S1, γεγονός που δείχνει την επικράτηση καλά αναμειγνυόμενων νερών. Επιπλέον στον Π69 υψηλές θετικές παραγοντικές τιμές εντοπίζονται μετά τη λήξη απόθεσης του S2 (30-32 ka), καθώς και μεταξύ 22-25ka και στα 40ka.

Εφαρμογή της παραγοντικής ανάλυσης στα βενθονικά τρηματοφόρα

Ο πρώτος παράγοντας είναι ο σημαντικότερος στατιστικά, καθώς αυτός εκφράζει το 30,4% της ολικής διακύμανσης. Ο παράγοντας αυτός έχει διπολικό χαρακτήρα, καθώς παρουσιάζει υψηλές θετικές τιμές στα *H. elegans* (0,761), *Asterigerinata, Valvulineria, Rosalina* (0,844), Miliolidae (0,768), στα *Nonion* spp. (0,732) και στα *Cassidulina* spp. (0,509) και αρνητικές φορτίσεις στο ποσοστό του οργανικού άνθρακα (Corg)(-0,619). Ο δεύτερος παράγοντας εκφράζει το 17% της ολικής διακύμανσης και είναι επίσης διπολικού χαρακτήρα διαχωρίζοντας με υψηλά θετικές τιμές τα *Cibicides* spp. (0,862), *Uvigerina* spp. (0,567) και *Cassidulina* spp. (0,543) και με αρνητικές τιμές το ποσοστό του οργανικού άνθρακα (Corg) (-0,613). Ο δεύτερος της ολικής διακύμανσης και είναι επίσης διπολικού χαρακτήρα διαχωρίζοντας με υψηλά θετικές τιμές το ποσοστό του οργανικού άνθρακα (Corg) (-0,633). Ο τρίτος παράγοντας εκφράζει το 12% της ολικής διακύμανσης και ομαδοποιεί με υψηλά θετικές φορτίσεις τα *Bolivina* spp. (0,696), *B. marginata* (0,870) και *Fursenkoina* spp. (0,621). Ο τέταρτος παράγοντας εκφράζει το 8,7% της ολικής διακύμανσης και ομαδοποιεί με υψηλές θετικές φορτίσεις τα *Bulimina* spp. (0,770), *Chilostomella* sp. (0,650), *Gyroidina* spp. (0,809) και *Uvigerina* spp. (0,550). Ο πέμπτος παράγοντας εκφράζει το 7,2% της ολικής διακύμανσης και ομαδοποιεί με υψηλές θετικές φορτίσεις τα *Cassidulinoides* spp. (0,891) και *Globobulimina* spp. (0,871). Οι κατακό-ρυφες κατανομές των παραγοντικών τιμών παρουσιάζονται στην Εικ. 4.



Εικόνα 4: Κατακόρυφες κατανομές παραγοντικών τιμών των αναλύσεων στα βενθονικά τρηματοφόρα του Π69 Figure 4: Downcore variation of δ^{18} O values and factor scores, as they revealed after the application of factor analysis at the benthonic data of P69

Στον 1° παράγοντα τα είδη που παρουσιάζουν θετικές φορτίσεις είναι κυρίως επιφανειακά είδη με υψηλές απαιτήσεις στις συγκεντρώσεις του O₂ στον πυθμένα. Ως εκ τούτου οι υψηλές θετικές παραγοντικές τιμές του παράγοντα θα πρέπει να θεωρούνται δείκτες υψηλών συγκεντρώσεων O₂ στον πυθμένα της λεκάνης. Η ισχυρή αντιπάθειά που επιδεικνύουν ως προς το ποσοστό του οργανικού άνθρακα (Corg) υποδηλώνει την αντιπάθεια τους σε δυσοξικά ή ανοξικά περιβάλλοντα, έτσι όπως αυτά φαίνεται να αναπτύσσονται, κατά τις αποθέσεις των σαπροπηλικών ακολουθιών. Οι τιμές του παράγοντα αυτού κατά μήκος του πυρήνα Π69, παρουσιάζουν χαμηλές τιμές κατά την απόθεση των S1 και S2 και είναι υψηλές σε όλο το υπόλοιπο μήκος του πυρήνα. Η κατακόρυφη κατανομή τους δηλώνει, ότι η τροφοδοσία του πυθμένα με O₂ ήταν επαρκής για να καλύψει τις ανάγχες του πυθμένα τα τελευταία 46ka με εξαίρεση τα χρονιχά διαστήματα απόθεσης των S1 και S2.

Τα είδη που ομαδοποιεί με θετικές φορτήσεις ο 2°⁵ παράγοντας ευδοκιμούν στην επιφάνεια του πυθμένα με εξαίρεση τα Uvigerina spp. που παρουσιάζουν και τάσεις διαβίωσης και εντός των ιζημάτων του πυθμένα (Murray, 1991). Ως εκ τούτου η αντιπάθεια που επιδεικνύουν τα είδη αυτά ως προς το ποσοστό του οργανικού άνθρακα (Corg), υποδηλώνει την αντιπάθεια τους σε δυσοξικά ή ανοξικά περιβάλλοντα. Έτσι ο 2°⁵ παράγοντας επίσης, μπορεί να θεωρηθεί ως δείκτης ανάπτυξης καλά οξυγονομένων νερών πυθμένα και για το λόγο αυτό οι παραγοντικές τιμές παρουσιάζονται μειωμένες κατά τη διάρκεια απόθεσης των S1 και S2 και σχετικά υψηλότερες στο υπόλοιπο μήκος του πυρήνα Π69.

Παρόλο που και στους δύο παράγοντες (1 και 2) οι υψηλές θετικές παραγοντικές φορτίσεις εκφράζουν τις περιόδους επικράτησης υψηλών συγκεντρώσεων O_2 στον πυθμένα της λεκάνης και οι αρνητικές τις περιόδους επικράτησης χαμηλών συγκεντρώσεων O_2 , οι διακυμάνσεις των κατακόρυφων κατανομών των παραγοντικών τιμών τους διαφέρουν μεταξύ τους στα εξής: (α) κατά τη διάρκεια απόθεσης του S2 οι παραγοντικές τιμές του 1°¹⁰ παράγοντα παρουσιάζουν συνεχή τάση μείωσης σε αντίθεση με τις αντίστοιχες του 2⁰⁰ παράγοντα, οι οποίες αν και μειωμένες παρουσιάζουν σχετικές αυξήσεις λίγο μετά την έναρξη του S2, καθώς και στα '34,5ka, (β) αν και οι παραγοντικές τιμές τόσο του 1⁰⁰, όσο και του 2⁰⁰ παράγοντα παρουσιάζουν σχετική αύξηση μετά τη λήξη απόθεσης του S2, οι παραγοντικές τιμές του 2⁰⁰ παράγοντα παρουσιάζουν σχετική αύξηση μετά τη λήξη απόθεσης του S2, οι παραγοντικές τιμές του 2⁰⁰ παράγοντα παρουσιάζουν σχετική αύξηση πριν την έναρξη του S1, ενώ οι παραγοντικές τιμές του 2⁰⁰ παράγοντα κατά τη διάρκεια των αρχικών σταδίων απόθεσης του S1 και (δ) σε όλο το μήκος του πυρήνα Π69, εκτός από τα βάθη απόθεσης των σαπροπηλικών ακολουθιών, οι παραγοντικές τιμές των παραγότων 1 και 2 παρουσιάζουν τάση «ειδώλου-αντικειμένου».

Από τα παραπάνω μπορεί να υποστηριχθεί ότι τα είδη που ομαδοποιεί με υψηλές θετικές φορτίσεις ο 2°ς παράγοντας στον πυρήνα Π69, φαίνεται να είναι ανθεκτικότερα σε μειώσεις των συγκεντρώσεων του O_2 στον πυθμένα, σε σχέση με τα αντίστοιχα του 1°° παράγοντα ενώ επιπλέον φαίνεται ότι τα είδη του 2°° παράγοντα ενώ επιπλεύον φαίνεται ότι τα είδη του 2°° παράγοντα εκμεταλλεύονται την προσφορά οργανικού υλικού και αναπτύσσονται γρηγορότερα σε ευτροφικά περιβάλλοντα όπως αυτά επικρατούσαν κατά τη διάρκεια και μετά τη λήξη απόθεσης του S2, καθώς και στα αρχικά στάδια του S1.

Τα είδη που ομαδοποιεί με θετικές φορτίσεις ο 3°⁵ παράγοντας σε κανονικές συνθήκες O₂ διαβιούν συνήθως εντός των ιζημάτων είτε σε μικρό βάθος από την επιφάνεια του πυθμένα (Bolivina spp. και B. marginata) είτε σε αρκετό βάθος κάτω από αυτή (Fursenkoina spp.) και ανέρχονται πάνω στην επιφάνεια του πυθμένα σε συνθήκες μειωμένης συγκέντρωσης O₂ ή/και αυξημένης τροφοδοσίας οργανικού υλικού. Έτσι, οι υψηλές θετικές παραγοντικές τιμές του 3°⁵ παράγοντα μπορεί να θεωρηθούν ως δείκτες περιόδων δυσοξικών περιβαλλόντων ή /και περιόδων αυξημένου ευτροφισμού στον πυθμένα. Σύμφωνα με την κατακόρυφη κατανομή των παραγοντικών τιμών στον πυρήνα Π69, τέτοιες συνθήκες αναπτύχθηκαν κατά τη διάρκεια απόθεσης του S2, καθώς και λίγο πριν την έναρξη απόθεσης των S1a και S1b, καθώς στα διαστήματα αυτά εντοπίζονται οι υψηλότερες παραγοντικών τιμών του 3°⁵⁰ παράγοντα δείχνει επίσης μια διακύμανση όσο αναφορά τις συνθήκες O₂, καθώς ή/και την προσφορά του οργανικού υλικού.

Τα είδη που ομαδοποιεί με θετικές φορτίσεις ο 4°ς παράγοντας, σε κανονικές συνθήκες O₂ διαβιούν συνήθως (i) πάνω στην επιφάνεια του πυθμένα (Gyroidina spp. και Uvigerina spp.), (ii) πάνω στην επιφάνεια του πυθμένα (Gyroidina spp. και Uvigerina spp.), (ii) πάνω στην επιφάνεια του πυθμένα ή εντός των ιζημάτων, αλλά σε μικρό βάθος από τον πυθμένα (Bulimina spp. και Uvigerina spp.) και (iii) σε αρκετό βάθος κάτω από την επιφάνεια του πυθμένα (Chilostomella sp.). Γενικά, η ομάδα αυτή των τρηματοφόρων παρουσιάζει σχετική ανθεκτικότητα σε συνθήκες μείωσης O₂, ενώ ταυτόχρονα φαίνεται ότι εκμεταλλεύεται την αυξημένη προσφορά οργανικού υλικού. Οι υψηλότερες παραγοντικές τιμές, οι οποίες εκφράζουν αυτές τις συνθήκες διαπιστώνονται κατά τη διάρκεια διακοπής της σαπροπηλικής ιζηματογένεσης του S1 (7,8-6,9ka) καθώς και ακριβώς μετά τη λήξη απόθεσης του S1. Κατά τη διάρκεια απόθεσης του S2, οι παραγοντικές τιμές παρουσιάζουν σχετική αύξηση, χωρίς όμως αυτή να είναι ανάλογη με την αύξηση των τιμών που παρατηρήθηκε κατά τη διάρκεια απόθεσης της σαπροπηλικής του S1.

Τα είδη που ομαδοποιεί με θετικές φορτίσεις ο 5^α παράγοντας διαβιούν (σε κανονικές συνθήκες O_2) εντός των ιζημάτων και σε αρκετό βάθος από την επιφάνεια του πυθμένα. Η συμμετοχή των ειδών αυτών στη βενθονική πανίδα αυξάνεται σε συνθήκες χαμηλής συγκέντρωσης O_2 , καθώς και σε αυξημένη τροφοδοσία οργανικού υλικού. Οι περίοδοι ανάπτυξης τέτοιων συνθηκών εντοπίζονται με τις υψηλές παραγοντικές τιμές του 5^α παράγοντα κατά τα αρχικά στάδια απόθεσης των S1a και S1b, καθώς και στο κεντρικό τμήμα απόθεσης του S2.

4. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Συμπερασματικά, βλέπουμε ότι η εφαρμογή της παραγοντικής ανάλυσης στα ποσοστά των πλαγκτονικών τρηματοφόρων ανέδειξε πέντε παράγοντες, από τους οποίους οι δύο σχετίζονται με την επιφανειακή θαλάσσια θερμοκρασία και οι υπόλοιποι τρεις με διεργασίες αύξησης της θαλάσσιας παραγωγικότητας. Οι κατακόρυφες κατανομές των παραγόντων που σχετίζονται με την επιφανειακή θαλάσσια θερμοκρασία συγκρινόμενες με τις αντίστοιχες των τιμών δ¹⁸Ο ανέδειξαν μια σειρά κλιματικών μεταβολών μεγάλης και μικρής διάρκειας, όπως τα Younger Dryas, Heinrich 1, 2, 3 και 4.

Οι μηχανισμοί αύξησης της θαλάσσιας παραγωγικότητας, όπως προκύπτουν από τα πλαγκτονικά τρηματοφόρα είναι: (α) η αυξημένη τροφοδοσία των θρεπτικών συστατικών στα επιφανειακά νερά λόγω αύξησης των ποτάμων εισροών (4° παράγοντας), (β) η αυξημένη πρωτογενής παραγωγικότητα λόγω ανόδου του πυκνοκλινούς στην ευφωτική ζώνη (2° παράγοντας) και (γ) η ανάπτυξη ευτροφισμού στα επιφανειακά νερά λόγω καλής ανάμξης των υδάτινων μαζών (5° παράγοντας). Η αύξηση ευτροφισμού στον πυθμένα και των δύο λεκανών, κατά τη διάρκεια απόθεσης του S1 φαίνεται να είναι το αποτέλεσμα του πρώτου τύπου αύξησης της παραγωγικότητας, ενώ η αύξηση της παροχής οργανικού υλικού στον πυθμένα, κατά τη διάρκεια απόθεσης του S2, φαίνεται να συνδέεται κυρίως με το δεύτερο τύπο αύξησης της παραγωγικότητας.

Η εφαρμογή της παραγοντικής ανάλυσης στα ποσοστά των βενθονικών ειδών ομαδοποίησε τα βενθονικά είδη, ώστε αυτά να εκφράζουν 5 σαφείς τάσεις. Υψηλές συγκεντρώσεις οξυγόνου χαρακτήριζαν τον πυθμένα του ΝΔικού Αιγαίου τα τελευταία 46000 χρόνια, με εξαίρεση τα διαστήματα απόθεσης των σαπροηλικών ακολουθιών S1 και S2, σύμφωνα με τον 1° παράγοντα. Κατά τη διάρκεια απόθεσης των S1a, S1b και S2 η σταδιακή μείωση της τροφοδοσίας του O_2 ή/και η σταδιακή αύξηση οργανικών ειδών από βηγά ενδοπανιδικά (2°ς, και 4°ς παράγοντας) και στη συνέχεια των ρηχών ενδοπανιδικών ειδών από βαθειά ενδοπανιδικά είδη (3°ς και 5°ς παράγοντας). Έντονα δισοξικές έως και ανοξικές συνθήκες αναπτύχθηκαν μόνο κατά την απόθεση των S1a και S1b.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ΓΕΡΑΓΑ Μ, ΓΙΑΝΝΟΥΛΗ ΑΝ., ΠΕΤΡΑΚΗ Γ., ΤΣΑΪΛΑ-ΜΟΝΟΠΩΛΗ ΣΤ., ΙΩΑΚΕΙΜ Χ., ΦΕΡΕΝΤΙ-ΝΟΣ Γ. ΚΑΙ ΠΑΠΑΘΕΟΔΩΡΟΥ Γ. (2000): Παλαιοωκενογραφικές και παλαιοκλιματολογικές συνθήκες στο Κρητικό Πέλαγος κατά το Ολόκαινο-Αν. Πλειστόκαινο. Προκαταρτικά αποτελέσματα. Πρακτικά 6^{ου} Πανελλήνιου Συμποσίου Ωκεανογραφίας και Αλιείας, Χίος 23-26 Μαΐου 2000, 237-242.
- GERAGA M., TSAILA-MONOPOLI ST., IOAKIM C., PAPATHEODOROU G., AND FERENTINOS G. (2000): An evaluation of paleoenvironmental changes during the last 18000yrs BP in the Myrtoon Basin, SW Aegean Sea. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 156: 1-17.
- BOND G.C. AND LOTTI R. (1995): Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. *Science*, 267: 1005-1010.

DAVIS J.C. (1986): Statistics and data analysis in geology (2nd ed.). J. Willey & Sons, New York, pp646.

LOURENS L.J. (1994): Astronomical forcing of Mediterranean Climate during the Last 5.3 Million Years. *Ph.D. Universiteit Utrech*, pp 247.
ΝΕΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΕΠΙ ΤΗΣ ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑΣ ΤΟΥ ΔΟΓΓΕΡΙΟΥ -ΚΕΝΟΜΑΝΙΟΥ ΤΗΣ ΣΕΙΡΑΣ ΤΗΣ ΤΡΙΠΟΛΗΣ ΣΤΗΝ ΚΕΝΤΡΙΚΗ ΚΡΗΤΗ* Α. ΖΑΜΠΕΤΑΚΗ - ΛΕΚΚΑ¹ & Α. ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ¹

ΣΥΝΟΨΗ

Στην εργασία αυτή επιχειρούμε να ανασυνθέσουμε τη στρωματογραφική κολόνα της πλατφόρμας της Τρίπολης από το μέσο Ιουρασικό έως το Κενομάνιο, όπως αυτή εμφανίζεται στη βόρεια κεντρική Κρήτη. Χρησιμοποιώντας νέα σημαντικά στοιχεία που προέκυψαν από πρόσφατες έρευνές μας, καθορίζουμε τα παλαιοπεριβάλλοντα ιζηματογένεσης και επισημαίνουμε τις διαφοροποιήσεις στην ιζηματογένεση των διαφόρων στρωματογραφικών οριζόντων της πλατφόρμας. Τέλος προβαίνουμε σε συγκρίσεις με άλλες πλατφόρμες περιμεσογειακών περιοχών.

ABSTRACT

Tripolitza series represents the eastern part of the Gavrovo - Tripolitza platform. It outcrops in central and southeastern Peloponnesus, Crete and the Aegean islands. Its stratigraphic column starts with a volcano-sedimentary, clastic sequences (the Tyros beds), of Late Paleozoic to Late Triassic age, followed by a carbonate series of Late Triassic to Late Eocene age and a tertiary flysch. On account of intense dolomitisation as well as of rarity of fossils, the stratigraphy of Tripolitza series is not so well known as the Gavrovo series. Recent investigation attempts to complete the puzzle of Tripolitza's stratigraphic column and to reconstruct the paleogeographic sedimentation conditions.

In this paper, we study some stratigraphic sections, which are taken in different places in northern - central Crete(Fig.1). New data about the stratigraphy and the sedimentation conditions of the Tripolitza series during Late Dogger to Cenomanian, complete older ones and provide information about the paleogeographic evolution of the platform.

Late Dogger is determinated by Pfenderina salernitana. It is overlain by a carbonate series containing Cladocoropsis mirabilis and Macroporella sellii, dating Early Malm.

Early Malm (Oxfordian - Early Kimmeridgian) is characterized by the presence of Cladocoropsis mirabilis, Kurnubia palastiniensis, Neokilianina rahonensis, Parurgonina caelinensis.

Late Malm (Late Kimmeridgian - Portlandian) is characterized by Clypeina jurassica and Kurnubia palastiniensis.

Early Cretaceous (Valanginian - Barremian) is determinated by Salpingoporella katzeri and Orbitolinopsis capuensis. Early Aptian is determinated by Palorbitolina lenticularis, Salpingoporella dinarica, Debarina hahounerensis, Pseudocyclammina hedbergi. Late(?) Aptian comprises Sabaudia minuta, Cuneolina hensoni, Cuneolina laurentii, Glomospira urgoniana.

Albian is characterized by the disappearence of Cuneolina hensoni and Cuneolina laurentii, while Praechrysalidina infracretacea and Cretacicladus minervini are present. Late Albian is determined by the presence of "Coskinolina" bronnimanni. Early Cenomanian is not determinated by characteristic microfossils. Upper Cenomanian is overlain in comformity with upper Albian - lower Cenomanian carbonates. It is characterized by Chrysalidina gradata, Pseudorhapydionina dubia, Pseudorhapydionina laurinensis, Nummoloculina heimi, Broeckina balcanica, Nezzazata gyra, Biconcava bentori, Trochospira anvimelechi.

Sedimentation took place in a peritidal environment. We observe alternations of subtidal and intratidal to supratidal conditions of sedimentation. Comparison between the carbonate microfacies of different sections representing synchronous deposits on different places of the platform, show lateral differentiation of depositional environments, from subtidal to supratidal, even supported short and local emersive episodes. (compare lower Aptian deposits of Profitis Ilias and Pinakianou sections, upper Albian deposits of Kythia and Karouzanos sections in present paper, as well as upper Cenomanian deposits of Karouzanos section in this paper, Louloudaki

^{*} NEW DATA ON THE DOGGER – CENOMANIAN STRATIGRAPHY OF TRIPOLITZA SERIES IN CENTRAL CRETE.

^{1.} University of Athens, Department of Geology, Panepistimiopolis, 15784 Athens, Greece

section (ZAMBETAKIS-LEKKAS et al. 1995 and Vitina section ZAMBETAKIS et al. 1988, Varassova section BERNIER & FLEURY 1980, Gavrovo mountain I.G.R.S. & I.F.P. 1966)(Fig.2).

Similar sedimentation characterize the perimediterranean platforms during this period (SARTONI & CRESCENTI 1962, DE CASTRO 1962, FARINACCI & RADOICIC 1964, GUSIC 1969, GUSIC, NIKLER & SOKAC 1971, VELIC 1977, CHIOCCHINI et. al.1979, LUPERTO SINNI & MASSE 1993).

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Στρωματογραφία, Ζώνη Τριπόλεως, Κρήτη, Τρηματοφόρα, Dasycladales, Παλαιοπεριβάλλον, Ιουρασικό, Κρητιδικό.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η σειρά Τριπόλεως αντιπροσωπεύει το ανατολικό τμήμα της πλατφόρμας Γαβρόβου - Τριπόλεως των εξωτερικών Ελληνίδων.

Εμφανίζεται στην κεντρική Πελοπόννησο, Κρήτη και νησιά Αιγαίου, ενώ η σειρά Γαβρόβου στη δυτική ηπειρωτική Ελλάδα και στη δυτική Πελοπόννησο.

Η στρωματογραφία της σειράς Γαβρόβου, γνωστή από το ανώτερο Ιουρασικό μέχρι το Τριτογενές, είναι καλύτερα μελετημένη από αυτήν της σειράς Τριπόλεως. Η στρωματογραφική κολόνα της σειράς Τριπόλεως ξεκινά με μια ηφαιστειοιζηματογενή κλαστική ακολουθία, γνωστή ως "στρώματα Τυρού", ηλικίας ανωπαλαιοζωικού - ανωτριαδικού και βαθμιαία μεταβαίνει - αν και στις περισσότερες περιπτώσεις η επαφή είναι τεκτονικά διαταραγμένη - σε μια ανθρακική ακολουθία, ηλικίας άνω Τριαδικού - άνω Ηωκαίνου, οπότε αρχίζει η ιζηματογένεση του φλύσχη. Η έντονη και ακανόνιστη δολομιτίωση της σειράς της Τρίπολης και το γεγονός ότι παρουσιάζεται πτωχότερη σε απολιθώματα από τη σειρά Γαβρόβου, έχει ως αποτέλεσμα να υπάρχουν αρκετά κενά στη γνώση των στρωματογραφικών οριζόντων της σειράς.

Τα τελευταία χρόνια έχουν γίνει αρκετές έρευνες που συμπληρώνουν τα υπάρχοντα κενά στη στρωματογραφία της σειράς Τριπόλεως. Σημαντικά είναι επίσης τα νέα συμπεράσματα σχετικά με την παλαιογεωγραφική εξέλιξη της πλατφόρμας, η οποία αποδεικνύεται ότι υπήρξε αρκετά ασταθής, ευρισκόμενη συχνά στο όριο της ανάδυσης, μερικά δε τμήματά της βρέθηκαν για μικρότερο ή μεγαλύτερο χρονικό διάστημα αναδυμένα, ενώ σε άλλα τμήματα της πλατφόρμας η ιζηματογένεση συνεχιζόταν σε υποπαλιρροιακό περιβάλλον.

Ενας από τους ορίζοντες που παρουσιάζει αρχετά προβλήματα ως προς τη στρωματογραφική του συνέχεια, είναι η μετάβαση Ιουρασικού /Κρητιδικού, καθώς και το κατώτερο Κρητιδικό. Ο ορίζοντας αυτός χαρακτηρίζεται από έντονη δολομιτίωση και την απουσία (πρωτογενή ή λόγω δολομιτίωσης) καλοδιατηρημένων χαρακτηριστικών απολιθωμάτων.

Στην ανακοίνωση αυτή επιχειρούμε να ανασυνθέσουμε τη στρωματογραφική κολόνα της πλατφόρμας Τριπόλεως από το μέσο Ιουρασικό έως και το Κενομάνιο, όπως αυτή εμφανίζεται στη βόρεια - κεντρική Κρήτη, χρησιμοποιώντας νέα σημαντικά στοιχεία που προέκυψαν από πρόσφατες έρευνές μας. Τα στοιχεία αυτά συμπληρώνουν παλαιότερα δεδομένα και παρατηρήσεις (ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ 1990).

Στη συνέχεια επισημαίνουμε τις διαφοροποιήσεις στην ιζηματογένεση των διαφόρων στρωματογραφικών οριζόντων σε άλλες περιοχές της πλατφόρμας και τη συγκρίνουμε με άλλες πλατφόρμες περιμεσογειακών περιοχών.

2. ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΩΝ ΤΟΜΩΝ

Η επιλογή των τομών που χοησμοποιήθηκαν για την ανασύνθεση της στρωματογραφικής κολόνας της σειράς Τριπόλεως στην Κρήτη, έγινε με κριτήριο την κατά το δυνατόν συνέχεια και πληρότητα των εμφανίσεων. Παρόλα αυτά η έντονη τεκτονική της περιοχής, σε συνδυασμό με τις παρατηρούμενες λιθοφασικές πλευρικές μεταβολές δεν μας επιτρέπει να είμαστε απολύτως σίγουροι για την πλήρη αντιστοιχία των οριζόντων ίδιας ηλικίας. Επίσης είναι πιθανόν, εξαιτίας του έντονου τεκτονισμού, τα πάχη των περιγραφόμενων στρωματογραφικών οριζόντων να μη είναι τα πραγματικά. Για το λόγο αυτό παραθέσαμε τα τμήματα των τομών με την στρωματογραφική τους θέση, αποφεύγοντας να συνθέσουμε ενιαία στρωματογραφική κολόνα. Οι τομές που επιλέξαμε βρίσκονται στην βόρεια κεντρική Κρήτη (Εικ. 1), και απεικονίζονται στην Εικ.2.

2.1 ΤΟΜΗ ΣΤΑΛΙΔΑΣ (Τομή Α-Β εικ.1, εικ.2)

Στο δρόμο από Σταλίδα προς Μοχό, παρατηρούμε τη μετάβαση από το Δογγέριο στο ανώτερο Ιουρασικό. Η τομή αρχίζει με 12 περίπου μέτρα παχυστρωματώδεις δολομίτες χωρίς απολιθώματα. Ακολουθούν 20 μέτρα

KEY WORDS: Stratigraphy, Tripolitza zone, Crete, Foraminifera, Dasycladales, Paleoenvironment, Jurassic, Cretaceous.

πελμικριτικοί ασβεστόλιθοι με κοπρολίθους, οστρακώδη, γαστερόποδα και ανακρυσταλλωμένα μη προσδιορίσιμα τρηματοφόρα. Σε υπερκείμενο βιομικριτικό ορίζοντα, πάχους περίπου 2 μέτρων, προσδιορίστηκε το τρηματοφόρο Pfenderina salernitana SARTONI & CRESCENTI, ηλικίας Βαθωνίου - Καλοβίου και Valvulinidae. Ακολουθούν τεφρομέλανες παχυστρωματώδεις βιομικριτικοί ασβεστόλιθοι με Cladocoropsis mirabilis FELIX, Macroporella sellii CRESCENTI, Valvulinidae, προσδιορίζοντας Μάλμιο.

Ορίζοντας ανωτέρου Δογγερίου με Pfenderina salernitana SARTONI & CRESCENTI βρέθηκε επίσης στο νεκροταφείο Τζερμιάδου σε μια μεμονωμένη μικρή ανθρακική μάζα, έντονα κερματισμένη, τεκτονικά υπερκείμενη των Ραβδούχων στρωμάτων, καθώς και σε πολύ τεκτονισμένους, φαιούς και μαύρους μικριτικούς, εν μέρει κρυσταλλικούς ασβεστολίθους με γαστερόποδα στη θέση Καρφί.



Εικ. 1. Γεωγραφική θέση της περιοχής μελέτης και των λιθοστρωματογραφικών τομών. Fig. 1. Situation of the sections

2.2 ΤΟΜΗ ΜΟΧΟΣ - ΚΡΑΣΙ (Τομή Γ-Δ εικ.1, εικ.2)

Ανώτεφο Ιουφασικό με Kurnubia palastiniensis HENSON και Cladocoropsis mirabilis FELIX, προσδιοφίσαμε στη διασταύφωση Μοχού - Κφάσι πφος οφοπέδιο Λασηθίου, σε μια ανθφακική σειφά που βφίσκεται επωθημένη σε Φυλλίτες - Χαλαζίτες. Από κάτω πφος τα πάνω παφατηφούμε: Πεφίπου 70 μέτφα μαύφους μεσο έως παχυστφωματώδεις ασβεστολίθους, κατά θέσεις πολύ δολομιτικούς, στους οποίους παφατηφούνται μεγάλα ελασματοβφάγχια. Στη βάση αυτής της ακολουθίας πφοσδιοφίστηκε Kurnubia palastiniensis και Trocholina sp., ενώ στο ανώτεφο τμήμα Cladocoropsis mirabilis FELIX, Parurgonina caelinensis CUVILIER, FOURY & PIGNATI MORANO, Neokilianina rahonensis (FOURY & VINCENT), πφοσδιοφίζοντας ηλικία κατώτεφου Κιμμεφιδίου. Ακολουθούν πεφίπου 80 μέτφα τεφρομέλανες μεσοστφωματώδεις βιομικφιτικοί ασβεστολίθοι, με εναλλαγές λαμινοειδών ασβεστολίθων και λατυποπαγών οφιζόντων, που υποδηλώνουν μεσοπαλιφοριακό έως υπεφπαλιφροιακό πεφιβάλλον. Στους βιομικφιτικούς οφίζοντες πφοσδιοφίστηκε Kurnubia palastiniensis HENSON και Valvulinidae. Υπέφκειται σειφά 20 πεφίπου μέτφων λευκών μικφοκφυσταλλικών μεσοστφωματωδών ασβεστολίθων, με μικρά ανακρυσταλλωμένα γαστεφόποδα.

2.3 ΤΟΜΗ ΚΟΨΑΣ (Τομή E-Z εικ.1, εικ.2)

Στην τομή Κοψάς, προσδιορίσαμε το ανώτερο Ιουρασικό, επίσης βάσει του τρηματοφόρου Kurnubia palastiniensis HENSON. Η τομή αρχίζει με 80 μέτρα μαύρων και φαιών δολομιτικών ασβεστολίθων και δολομιτών που περιέχουν θραύσματα διθύρων και γαστεροπόδων με διαλυμένα ή ανακρυσταλλωμένα κελύφη, κονδύλους κυανοφύτων, ελάχιστα μικρά τρηματοφόρα, οστρακώδη, κοπρολίθους και εχινόδερμα. Στα επόμενα 50 μέτρα παρατηρούνται εναλλαγές λατυποπαγών οριζόντων. Σε ορίζοντα πλούσιο σε μεγάλα γαστερόπόδα (cf. Nerinea sp.) προσδιορίσαμε Kurnubia palastiniensis HENSON, Trocholina sp., Pseudocyclammina sp. Η απόθεση έγινε σε περιπαλιρροιακό περιβάλλον. Ακολουθούν 90 μέτρα φαιών και μαύρων δολομιτών και δολομιτικών ασβεστολίθων, με ενδιαστώσεις λατυποπαγών και στρωματολιθικών οριζόντων. Η περιεχόμενη πανίδα συνίσταται από άφθονα οστρακώδη, εχίνους, Pseudocyclammina sp., Valvulina sp., Trocholina sp., Baccinella sp. Στο ανώτερο τμήμα της τομής, σε ορίζοντα με γαστερόποδα, προσδιορίστηκε το ασβεστοφύκος Salpingoporella annulata CAROZZI, ηλικίας ανωτέρου Βαθωνίου - Βαλανζινίου. Η στρωματογραφική συνέχεια της ανθρακικής ακολουθίας στην περιοχή του λόφου Κοψά διακόπτεται πιθανότατα από ρήγμα.



Εικ. 2. Στρωματογραφικές τομές.1: ασβεστόλιθοι, 2: δολομίτες, 3: λατυποπαγή, 4: λαμινίτες, 5: κοπρόλιθοι, 6: κόνδυλοι κυανοφύτων, 7: Μαλάκια, 8: οστρακώδη, 9: Ρουδιστές

Fig.2. Stratigraphic sections.1:limestone, 2:dolomite, 3:breccia, 4:laminite, 5:coprolite, 6:oncoids of Cyanophyta, 7:molusc, 8:ostracod, 9:rudist.

2.4 TOMH TZEPMIAAOY (Τομή Η-Θ εικ.1, εικ.2)

Ανώτερο Ιουρασικό με Clypeina jurassica FAVRE και Kurnubia palastiniensis HENSON, προσδιορίσαμε στην περιοχή Τζερμιάδο - Χλωροβουνίου. Στη βάση μιας ανθρακικής σειράς, πάχους περίπου 40 μέτρων, μαύρων μεσοστρωματωδών μικριτικών και βιομικριτικών ασβεστολίθων με γαστερόποδα και ελασματοβράγχια, προσδιορίσαμε Valvulinidae, Clypeina jurassica FAVRE και Kurnubia palastiniensis HENSON, ενώ στο ανώτερο τμήμα βρέθηκαν μικρά δίσειρα τρηματοφόρα και κόνδυλοι Κυανοφύτων.

2.5 ΤΟΜΗ ΒΟΛΑΚΑΣ (Τομή I-K εικ.1, εικ.2)

Κατώτερο Κρητιδικό (Βαλανζίνιο - Βαρρέμιο), προσδιορίστηκε βάσει του ασβεστοφύκους Salpingoperella katzeri CONRAD & RADOICIC, και του τρηματοφόρου Orbitolinopsis capuensis DE CASTRO, στις αποθέσεις της τομής Βόλακας. Πάχους 115 μέτρων, η σειρά συνίσταται από δολομίτες και δολομιτικά λατυποπαγή, με

παρεμβολή στο μεσαίο τμήμα της τομής ασβεστολιθικών αποθέσεων με χαρακτηριστικές δομές bird's eyes. Στη συνοδεύουσα πανίδα σημειώνουμε ακόμη την παρουσία μη προσδιορίσιμων φυκών, οστρακωδών, γαστεροπόδων, και Ophthalmidiidae. Το υπερπαλιρροιακό περιβάλλον ιζηματογένεσης φαίνεται να κυριαρχεί στις αποθέσεις αυτές, όπως και στα 100 περίπου μέτρα αποθέσεων δολομιτών και δολομιτικών λατυποπαγών, πιθανότατα βαρρεμίου ηλικίας, που υπόκεινται τεκτονικά (με ρήγμα) της τομής Αγίου Γεωργίου Πινακιανού. Η μόνη περιεχόμενη πανίδα συνίσταται από λίγα μη προσδιορίσιμα τρηματοφόρα και κοπρολίθους.

2.6 ΤΟΜΗ ΠΙΝΑΚΙΑΝΟΥ (Τομή Λ-Μ εικ.1, εικ.2) και ΠΡΟΦΗΤΗ ΗΛΙΑ (Τομή Ν-Ξ εικ.1, εικ.2)

Το κατώτεφο Άπτιο πφοσδιοφίστηκε στις τομές Αγίου Γεωργίου Πινακιανού και Πφοφήτη Ηλία Μαλίων. Στην πφώτη αρχίζει με μια ασβεστολιθική σειφά, πάχους 150 μέτφων που αποτέθηκε σε υποπαλιφροιακό έως ανώτεφο ενδοπαλιφροιακό πεφιβάλλον (ZAMBETAKIS-LEKKAS et al. 1995). Πφοσδιοφίστηκε άφθονη χαφακτηφιστική μικφοπανίδα και μικφοχλωφίδα συνιστάμενη από Palorbitolina lenticularis (BLUMENBACH), Salpingoporella dinarica RADOICIC, Debarina hahounerensis FOURCADE, RAOULT & VILLA, Praechrysalidina infracretacea LUPERTO SINNI, Glomospira urgoniana ARNAUD - VANNEAU, Pseudocyclammina hedbergi MAYNC, Pseudotextulariella scarsellai (DE CASTRO), Baccinella irregularis RADOICIC, Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI), Aeolisaccus kotori RADOICIC, Miliolidae, Ophthalmidiidae, Tubiphytes, οστφακώδη, θφαύσματα διθύφων, γαστεφοπόδων και βελόνες εχίνων. Συνεχίζει με 130 μέτφα δολομιτών και δολομιτικών λατυποπαγών, με παφουσία στφωματολίθων και πτωχή πανίδα (σστφακώδη, μικφά Miliolidae, Ophthalmidiidae) που δηλώνουν απόθεση κυφίως σε υπεφπαλιφροιακό πεφιβάλλον.

Στο μικρό ύψωμα Προφήτη Ηλία Μαλίων, το κατώτερο Άπτιο προσδιορίστηκε σε μια σειρά λευκών έως ροδιζόντων και στη συνέχεια τεφρομέλανων ασβεστολίθων με σχετικά άφθονη μικροπανίδα συνιστάμενη από Salpingoporella dinarica RADOICIC, Praechrysalidina infracretacea LUPERTO SINNI, Sabaudia minuta (HOFKER), Palorbitolina lenticularis (BLUMENBACH), Voloshinoides murgensis LUPERTO SINNI & MASSE, Ophthalmidiidae, Miliolidae, οστρακώδη και κελύφη διθύρων.

2.7 ΤΟΜΗ ΚΑΡΟΥΖΑΝΟΥ (Τομή Ο-Π εικ.1, εικ.2) και ΛΟΦΟΥ ΚΥΘΙΩΝ (Τομή Ρ-Σ εικ.1, εικ.2)

Το ανώτερο(?) Άπτιο προσδιορίστηκε στην τομή Καρουζανού, σε μια ασβεστολιθική σειρά πάχους 45 μέτρων που αποτέθηκε σε υποπαλλιρροιακό περιβάλλον, με μεταφορά πολλών κλαστών από περιβάλλον ενδο υπερπαλιρροιακό, σε πρώιμο στάδιο διαγένεσης. Προσδιορίστηκαν, Sabaudia minuta (HOFKER), Cuneolina hensoni DALBIEZ, Cuneolina laurentii SARTONI & CRESCENTI, Glomospira urgoniana ARNAUD-VANNEAU, Haplophragmoides sp., Orbitolinidae, Miliolidae, Ophthalmidiidae, Tubiphytes, οστρακώδη.

Η ιζηματογένεση κατά το Άλβιο φαίνεται να αρχίζει με τα επόμενα 18 μέτρα ασβεστολιθικών αποθέσεων σε υποπαλιροριακό περιβάλλον. Η εξαφάνιση των δύο χαρακτηριστικών του Απτίου ειδών C. hensoni DALBIEZ και C. laurentii SARTONI & CRESCENTI, όχι όμως και της P. infracretacea LUPERTO SINNI και Cretacicladus minervini LUPERTO SINNI, συνηγορούν υπέρ της απόδοσης των αποθέσεων αυτών στο Άλβιο. Βρέθηκαν ακόμη Miliolidae, Ophthalmidiidae, θραύσματα ρουδιστών και οστρακώδη. Η ιζηματογένεση συνεχίζεται με την απόθεση 235 μέτρων ασβεστολιθικών λαμινιτών και στρωματολιθικών δολομιτών, οι οποίοι προοδευτικά κυριαρχούν, με ενδιαστρώσεις δολομιτικών λατυποπαγών. Η πανίδα πτωχή, περιορίζεται σε οστρακώδη και Ophthalmidiidae. Οι χαρακτήρες ιζηματογένεσης στη συγκεκριμένη τομή, μαρτυρούν ότι κατά το χρονικό διάστημα ανωτέρου Αλβίου - κατωτέρου Κενομανίου επικρατούσε ένα περιβάλλον απόσυρσης. Αντίθετα, στο λόφο Κυθίων, προσδιορίστηκε το ανώτερο Άλβιο, σε σβεστολίθικές αποθέσεις περιβάλλοντος υποπαλιρροιακού χαρακτήρα, με άφθονη παρουσία ρουδιστών και μικροπανίδας. Προσδιορίστηκαν "Coskinolina" bronnimanni DECROUEZ & MOULLADE, Sabaudia minuta (HOFKER), Cuneolina gr. pavonia d'ORBIGNY, Textulariella sp., Nezzazata sp., Miliolidae, Ophthalmidiidae.

Υποπαλιροοιαχού χαραχτήρα είναι και οι αποθέσεις ανωτέρου Κενομανίου που αχολουθούν σε συμφωνία με τις υποχείμενες, στην τομή Καρουζανού. Πρόχειται για ασβεστολιθικές αποθέσεις με λίγες δολομιτικές ενδιαστρώσεις και άφθονη μικροπανίδα. Προσδιορίστηκαν Chrysalidina gradata d'ORBIGNY, Pseudorhapydionina dubia (DE CASTRO), Pseudorhapydionina laurinensis (DE CASTRO), Nummoloculina heimi BONET, Broeckina balcanica CHERCHI, RADOICIC & SCHROEDER, Nezzazata gyra (SMOUT), Biconcava bentori HAMAOUI & SAINT-MARC, Trochospira anvimelechi HAMAOUI & SAINT-MARC, Cuneolina gr. pavonia d'ORBIGNY, Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI), Aeolisaccus kotori RADOICIC, Miliolidae, Ophthalmidiidae, οστρακώδη.

3. ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ ΓΙΑ ΤΑ ΣΗΜΑΝΤΙΚΟΤΕΡΑ ΜΙΚΡΟΑΠΟΛΙΘΩΜΑΤΑ

Salpingoporella annulata CAROZZI 1953 (fig.3,a)

Το ασβεστοφύκος αυτό της οικογένειας Dasycladaceae περιγράφηκε για πρώτη φορά σε στρώματα του ανώτερου Ιουρασικού (Portlandian - Purbeckian) της περιοχής Grand Saleve στη Γαλλία.Η στρωματογραφική του εξάπλωση εκτείνεται από το ανώτερο Βαθώνιο, μέχρι το κατώτερο Βαλανζίνιο. Συχνές είναι οι αναφορές του φύκους στο κατώτερο Βαλανζίνιο. Οι CHIOCCHINI et al. (1979), την βρίσκουν από το Πορτλάνδιο - Ωτερίβιο στην περιοχή της Ρώμης δημιουργούν δε βιοζώνη Favreina salevensis & S. annulata, ηλικίας Βερριασίου - Βαλανζινίου. Την ίδια εξάπλωση αποδίδουν στο φύκος οι CHIOCCHINI et al. (1988) στην κεντρική Ιταλία. Οι FOURCADE et al. (1972), την βρίσκουν στο Πορτλάνδιο - Βερριάσιο στη ΝΑ Ισπανία, ενώ οι FOURCADE et al. (1977) την αναφέρουν στο μέσο Κιμμερίδιο της ίδιας περιοχής.

Στην Ελλάδα αναφέρεται από τον ΚΑΡΡΑ (1995) στο ανωιουρασικό των ασβεστολίθων Διστόμου της παρνασσικής πλατφόρμας, στο κατώτερο Νεοκόμιο των ασβεστολίθων Αμφίσσης, από την ΤΣΑΙΛΑ - ΜΟΝΟΠΩΛΗ (1977) στο ανωιουρασικό της πλατφόρμας Τριπόλεως στη δυτική Πελοπόννησο. Στην περιοχή Γαβρόβου, στην τομή Κανάλα, ο FLEURY (1980), βρίσκει S. annulata εκατέρωθεν ορίζοντα με Clypeina jurassica.



Fig.3: a: Salpingoporella annulata CAROZZI. b: Salpingoporella dinarica RADOICIC.

Salpingoporella dinarica RADOICIC 1959 (fig. 3,b)

Το πολύ κοινό αυτό είδος για τις ανθρακικές ακολουθίες του κατώτερου Κρητιδικού της Αφρικανικής πλάκας, είναι κυρίως γνωστό σαν δείκτης του Απτίου αν και η στρωματογραφική του εξάπλωση αναφέρεται από το Βαλανζίνιο μέχρι το όριο Απτίου - Αλβίου (BASSOULET et al.1978, SCHILDER & CONRAD 1994)

Στην Ελλάδα αναφέρεται σε όλες τις ανθρακικές ακολουθίες Απτίου (ΤΣΑΙΛΑ - ΜΟΝΟΠΩΛΗ 1977, ZAMBETAKIS - LEKKAS et al. 1995, ΚΑΡΡΑΣ 1995).

Pfenderina salernitana SARTONI & CRESCENTI 1962

Είδος του ανωτέρου Δογγερίου, περιγράφεται για πρώτη φορά στο ανώτερο Βαθώνιο - κατώτερο Καλλόβιο στα νότια Απέννινα. Οι RADOICIC (1966), GUSIC (1969) το αναφέρουν στο ανώτερο Δογγέριο - κατώτερο Μάλμιο των Δειναρίδων, BASSOULET & POISSON (1975) την βρίσκουν στο ανώτερο Δογγέριο ή βάση του Μαλμίου στην περιοχή της Antalya. Οι BASSOULET & FOURCADE (1979) σε μια συνθετική εργασία για τη στρωματογραφική κατανομή των βενθικών τρηματοφόρων της περιοχής της Μεσογείου, της αποδίδουν στρωματογραφική εξάπλωση Βαθωνίου - Καλοβίου και πιθανόν βάσης του Οξφορδίου. Στην ίδια στρωματογραφική εξάπλωση του τρηματοφόρου καταλήγει και BASSOULET (1997).

Στην Ελλάδα έχει βρεθεί στην πλατφόρμα Τριπόλεως (ZAMBETAKIS - LEKKAS & KAROTSIERIS 1986).

Salpingoporella katzeri CONRAD, RADOICIC 1978 (fig. 4, a,b)

Το είδος αυτό, περιγράφηκε για πρώτη φορά στο Βαλανζίνιο της Γιουγκοσλαυίας. Εχει βρεθεί στο Βερριάσιο - Βαλανζίνιο στη Γιουγκοσλαυία, Βαλανζίνιο - Ωτερίβιο στην Απουλία (LUPERTO SINNI & MASSE 1984, 1986), στο Νεοκόμιο των εξωτερικών Δειναρίδων (SOKAC 1986) και στο Βαλανζίνιο της Ισπανίας, όπου δημιουργήθηκε μία βιοζώνη με S. kantzeri & C. marteli στο κατώτερο - μέσο Βαλανζίνιο.



Fig. 4. a,b: Salpingoporella katzeri CONRAD & RADOICIC.

Στην Ελλάδα αναφέρεται στο σχηματισμό των ασβεστολίθων Αμφίσσης του κατώτερου Κρητιδικού της πλατφόρμας Παρνασσού (ΚΑΡΡΑΣ 1995).

Kurnubia palastiniensis HENSON

Το χαραχτηριστικό για τις περιμεσογειακές πλατφόρμες τρηματοφόρο, αναφέρεται από τους SARTONI & CRESCENTI (1962) στο Καλλόβιο - κατώτερο Κιμμερίδιο των νότιων Απεννίνων. RADOICIC (1966) το βρίσκει στο ανώτερο Ιουρασικό των εξωτερικών Δειναρίδων, και ο VELIC (1977) στο Μάλμιο της κεντρικής Κροατίας. Ο GUSIC (1969) αναφέρει την στρωματογραφική της εξάπλωση σε όλο το Μάλμιο των Δειναρίδων, αλλά αφθονεί στο κατώτερο Μάλμιο. RAMALHO (1971) την βρίσκει μέχρι το ανώτερο Πορτλάνδιο της Πορτογαλίας. BENEST et al. (1973) του αποδίδουν ηλικία Κιμμεριδίου - κατώτερου Πορτλανδίου. BASSOULET (1997), συνοψίζοντας σχετικά με τη στρωματογραφική εξάπλωση των μεγάλων τρηματοφόρων στο Ιουρασικό της Ευρώπης και Βόρειας Αφρικής, την τοποθετεί στο Μέσο Βαθώνιο - μέσο Τιθώνιο.

Στην Ελλάδα, έχει βρεθεί σε διάφορους ορίζοντες του ανωτέρου Ιουρασικού (ΤΣΑΙΛΑ - ΜΟΝΟΠΩΛΗ 1977, ZAMBETAKIS-LEKKAS & KAROTSIERIS 1986, SKOURTSIS - KORONEOU et al. 1993, ZAMBETAKIS -LEKKAS 1995, KAPPAΣ 1995).

Neokilianina rahonensis (FOURY & VINCENT) 1967

Το είδος αυτό περιγράφηκε για πρώτη φορά ως Kilianina στο κατώτερο Κιμμερίδιο στη Γαλλία. Οι BASSOULET & FOURCADE (1979) την τοποθετούν στο ανώτατο Οξφόρδιο - ανώτερο Κιμμερίδιο. Ο SEPTFONTAINE (1988) την εντάσσει στο γένος Neokilianina n. gen. και της αποδίδει ηλικία κατωτέρου Κιμμερίδιου. Ο BASSOULET (1997) την αναφέρει στο Κιμμερίδιο

Parurgonina caelinensis CUVILIER, FOURY & PIGNATTI - MORENO 1968

Με το είδος αυτό, το οποίο περιγράφηκε για πρώτη φορά στο Κιμμερίδιο - Πορτλάνδιο της Ιταλίας, τέθηκαν από τους συγγραφείς σε συνωνυμία με Coskinolina sp. και Coskinolinopsis sp. (CELET 1962 στη ζώνης Παρνασσού - Γκιώνας).

Στο τρηματοφόρο αυτό, αποδίδεται σήμερα ηλικία Κιμμεριδίου - βάσης Τιθωνίου (BASSOULET 1997).

Orbitolinopsis (=Campanelulla) capuensis DE CASTRO 1964 (fig. 5,a)

Το μικρό αυτό κωνικό τρηματοφόρο προσδιορίστηκε στις νηρητικές φάσεις του κατώτερου Κρητιδικού (Βαλανζίνιο - Βαρρέμιο) της Καμπανίας. Ο VELIC (1973)τη βρίσκει σε ακολουθίες του Νεοκωμίου στην Κροατία, ενώ VELIC et al. (1979) και LUPERTO SINNI & MASSE (1982, 1984) την αναφέρουν στο Βερριάσιο - Βαλανζίνιο των εξωτερικών Δειναρίδων και της Απουλίας αντίστοιχα. VELIC (1988) και CHIOCCHINI et al. (1988) την τοποθετούν στο όριο Ωτεριβίου - Βαρρεμίου. ARNAUD - VANNEAU & SLITER (1995) την βρίσκουν στο ανώτερο Ωτερίβιο της Ιταλίας.

Στην Ελλάδα, στην πλατφόρμα Γαβρόβου - Τριπόλεως, αναφέρεται από τον FLEURY (1980) στο Βαρρέμιο του όρους Κανάλα (Γάβροβο), από την ΤΣΑΙΛΑ - ΜΟΝΟΠΩΛΗ (1977) στο Νεοχώμιο - Βαρρέμιο των ασβεστολίθων Τριπόλεως στη δυτική Πελοπόννησο, από SKOURTSIS-CORONEOU et. al. (1993) σε ασβεστολίθους Ωτεριβίου - κατωτέρου Βαρρεμίου της σειράς Τριπόλεως στην Κρήτη. Στην παρνασσική πλατφόρμα αναφέρεται στο Ωτερίβιο p.p. των ασβεστολίθων Αμφίσσης (ΚΑΡΡΑΣ 1995).

Sabaudia minuta (HOFKER 1965) (fig. 5,b)

Το μιχρό χωνικό αυτό τρηματοφόρα που αφθονεί στις πλατφόρμες της Τηθύος, έχει βρεθεί από το Βαλανζίνιο (MASSE 1976) μέχρι το κατώτερο Κενομάνιο (DECROUEZ 1976, 1977). Η χύρια ανάπτυξή είναι στο Άπτιο - Άλβιο των περιθωρίων της Τηθύος.

Στις τομές μας βρέθηκε από το κατώτερο Άπτιο μεχρι το ανώτερο Άλβιο.



Fig.5: a: Orbitolinopsis capuensis DE CASTRO. b: Sabaudia minuta HOFKER

Praechrysalidina infracretacea LUPERTO SINNI 1979

Το τοηματοφόρο αυτό περιγράφηκε για πρώτη φορά στο κατώτερο Άπτιο συνοδευόμενο με Palorbitolina lenticularis και στη βάση του ανωτέρου Απτίου στην περιοχή Murge Baresi της Ιταλίας. Εκτοτε έχει βρεθεί από το Βαλανζίνιο (?) - Άλβιο. Κατά τους BANNER et al.(1991), η στρωματογραφική του εξάπλωση πρέπει να περιοριστεί στο Άπτιο - Άλβιο. Η γεωγραφική του εξάπλωση εκτείνεται σε όλο το νότιο περιθώριο της Τηθύος, τον Ειρηνικό Ωκεανό (ARNAUD - VANNEAU & SILTER 1975, ARNAUD - VANNEAU & PREMOLI SILVA 1995) και το Μεξικό (MICHAUD & FOURCADE 1989).

Στην Ελλάδα έχει επίσης βρεθεί στο Άπτιο της πλατφόρμας Τριπόλεως (SKOURTSIS - CORONEOU et al. 1993, ZAMBETAKIS-LEKKAS et al. 1995).

4. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ

Στη μελετούμενη περιοχή προσδιορίσαμε:

Το ανώτερο Δογγέριο (τομή Σταλίδα), με Pfenderina salernitana και τη μετάβαση στο Μάλμιο,με Cladocoropsis mirabilis και Macroporella sellii.

Το Μάλμιο, και συγκεκομιένα το κατώτερο Μάλμιο (Οξφόρδιο - κατώτερο Κιμμερίδιο) (τομή Μοχού - Κράσι), με Cladocoropsis mirabilis, Kurnubia palastiniensis, Neokilianina rahonensis, Parurgonina caelinensis. Βρέθηκαν ακόμη Salpingoporella annulata, Trocholina sp., Pseudocyclammina sp., Valvulina sp., Baccinella sp., ,κόνδυλοι κυανοφύτων, οστρακώδη, κοπρόλιθοι, εχινόδερμα, θραύσματα διθύρων και γαστεροπόδων. Το ανώτερο Μάλμιο (ανώτερο Κιμμερίδιο - Πορτλάνδιο) (τομή Τζερμιάδο), προσδιορίστηκε με Clypeina jurassica και

Kurnubia palastiniensis. Βρέθηκαν ακόμη Valvulinidae, μικρά δίσειρα τρηματοφόρα και κόνδυλοι κυανοφύτων.

Το κατώτερο Κρητιδικό (Βαλανζίνιο - Βαρρέμιο) (τομή Βόλακας), προσδιορίστηκε βάσει της παρουσίας Salpingoporella katzeri, Orbitolinopsis capuensis. Βρέθηκαν ακόμη, Ophthalmidiidae, οστρακώδη, κοπρόλιθοι, γαστερόποδα, φύκη και μικρά, μη προσδιορίσιμα τρηματοφόρα. Το κατώτερο Άπτιο (τομές Πινακιανού και Προφήτη Ηλία) προσδιορίστηκε με Palorbitolina lenticularis, Salpingoporella dinarica, Debarina hahounerensis, Pseudocyclammina hedbergi. Υπάρχουν ακόμη Praechrysalidina infracretacea, Sabaudia minuta, Glomospira urgoniana, Pseudotextulariella scarsellai, Voloshinoides murgensis, Baccinella irregularis, Thaumatoporella parvovesiculifera, Aeolisaccus kotori, Miliolidae, Ophthalmidiidae, Tubiphytes, οστρακώδη, θραύσματα διθύρων, γαστεροπόδων και βελόνες εχίνων. Το ανώτερο(?) Άπτιο (τομές Πινακιανού, Καρουζανού) προσδιορίστηκε με Sabaudia minuta, Cuneolina hensoni, Cuneolina laurentii, Glomospira urgoniana. Υπάρχουν ακόμη Haplophragmoides sp., Orbitolinidae, Miliolidae, Ophthalmidiidae, Tubiphytes, οστρακώδη.

Το Άλβιο (τομή Καρουζανός) χαραχτηρίζεται από την εξαφάνιση των Cuneolina hensoni και Cuneolina laurentii, ενώ συνεχίζουν να υπάρχουν Praechrysalidina infracretacea και Cretacicladus minervini. Βρέθηκαν ακόμη Miliolidae, Ophthalmidiidae, θραύσματα ρουδιστών και οστρακώδη. Ανώτερο Άλβιο (τομή Κυθίων) προσδιορίστηκε βάσει του τρηματοφόρου "Coskinolina" bronnimanni. Βρέθηκαν ακόμη Sabaudia minuta,

Cuneolina gr. pavonia, Textulariella sp., Nezzazata sp., Miliolidae, Ophthalmidiidae.

Το ανώτεφο Κενομάνιο (τομή Καφουζανός) προσδιοφίστηκε από την παφουσία Chrysalidina gradata, Pseudorhapydionina dubia, Pseudorhapydionina laurinensis, Nummoloculina heimi, Broeckina balcanica, Nezzazata gyra, Biconcava bentori, Trochospira anvimelechi. Υπάφχουν ακόμη Cuneolina gr.pavonia, Thaumatoporella parvovesiculifera, Aeolisaccus kotori, Miliolidae, Ophthalmidiidae, οστρακώδη.

Το περιβάλλον ιζηματογένεσης χαρακτηρίζεται περιπαλιρροιακό, με εναλλαγή υποπαλιρροιακών και ενδοπαλιρροιακών έως υπερπαλιρροιακών συνθηκών ιζηματογένεσης.

Σε υποπαλιρφοιακό πεφιβάλλον γίνεται ιζηματογένεση βιομικφιτικών ασβεστολίθων με πλούσια μικφοπανίδα και μικφοχλωφίδα, όπως σε οφισμένους οφίζοντες του ανώτεφου Ιουφασικού, στο κατώτεφο Άπτιο, στο ανώτεφο Κενομάνιο.

Σε υπεφπαλιφοιακό πεφιβάλλον αποτίθενται λαμινίτες, δολομιτικά λατυποπαγή, στφωματόλιθοι, ασβεστόλιθοι με παφαθυφοειδείς δομές. Η πανίδα και χλωφίδα είναι ιδιαίτεφα πτωχές και τα κελύφη είναι συχνά ανακφυσταλλωμένα (Βάση Κφητιδικού - Βαφφέμιο, Άλβιο - κατώτεφο Κενομάνιο). Παφάλληλα με την κατακόφυφη (στο χφόνο) εναλλαγή των φάσεων, παφατηφούμε και οφιζόντια (στο χώφο) διαφοφοποίηση των φάσεων (σύγκφινε αποθέσεις κατώτεφου Απτίου τομών Πφοφήτη Ηλία και Πινακιανού, καθώς και του ανώτεφου Αλβίου τομής Κυθίων και τομής Καφουζανού). Η διαφοφοποίηση αυτή παφατηφείται και μεταξύ ταυτόχφονων αποθέσεων στην ευφύτεφη πλατφόφμα Γαβφόβου - Τφιπόλεως. Οι υποπαλιφροιακές συνθήκες ιζηματογένεσης των ανθφακικών αποθέσεων του ανώτεφου Κενομανίου στις τομές Καφουζανού (παφούσα μελέτη) Λουλουδάκι (κεντφική Κφήτη, ZAMBETAKIS - LEKKAS et al. 1995), αντικαθίστανται με υπεφπαλιφοιακές συθήκες ιζηματογένεσης, οι οποίες αγγίζουν τα όφια της τοπικής ανάδυσης, τόσο στην υποζώνη Τφιπόλεως (τομή Βυτίνας ZAMBETAKIS - LEKKAS et al. 1988), όσο και στην υποζώνη Γαβφόβου (I.G.R.S. & I.F.P. 1966, BERNIER & FLEURY 1980).

Παρόμοια στρωματογραφική διάρθρωση και περιβάλλον απόθεσης χαρακτηρίζει τις περισσότερες περιμεσογειακές πλατφόρμες(SARTONI & CRESCENTI 1962, DE CASTRO 1962, FARINACCI & RADOICIC 1964, GUSIC 1969, GUSIC, NIKLER & SOKAC 1971, VELIC 1977, CHIOCCHINI et. al. 1979, LUPERTO SINNI & MASSE 1993).

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ Α. (1990). Γεωλογικές και υδρογεωλογικές συνθήκες της περιοχής του τοπογραφικού φύλλου "Μοχός" (Κεντροανατολική Κρήτη). Διατριβή, 2 τόμοι, 640σ., Αθήνα.
- ARNAUD VANNEAU A. & SILTER W. (1975). Early Cretaceous shallow water benthic Foraminifers and fecal pellets from Leg 143 compared with coeval faunas from the Pacific Basin, Central America, and the Tethys. In Winterer E. L., Firth J.V. & Sinton J.M. (Eds), Proc. ODP, Sci. Results, 143, 537-564.
- ARNAUD-VANNEAU A.& PREMOLI SILVA I.(1995). Biostratigraphy and Systematic Description of Benthic Foraminifers from Mid-Cretaceous shallow-water Carbonate Platform Sediments at Sites 878 and 879 (Mit and Takuyo-Daisan Guyots). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 44, 199-219.
- BANNER F.T., SIMMONS M.D. & WHITTAKER J.E. (1991). The Mesozoic Chrysalidinidae (Foraminifera, Textulariacea) of the Middle East: the Redmond (Aramco) taxa and their relatives. Bull. Br. Mus. (Nat. Hist.), Geol., 47, 101-152.
- BASSOULET J.-P. (1997). Revision de la repartition stratigraphique au Jurassique des grands Foraminiferes de l'ouest du domaine Peritethysien (Europe - Afrique du Nord). In Biostratigraphie du Jurassique ouest - europeen et mediteraneen: zonations paralleles et distribution des invertebres et microfossiles. CARIOU E. & HANTZPERGUE P. (coord.). Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod., Mem. 17, 440p.
- BASSOULET J.-P., BERNIER P., CONRAD M.A., DELOFFRE R. & JAFFREZO M. (1978). Les Algues Dasycladales du Jurassique et du Cretace. Geobios, Mem. Spec. n0 2, Lyon.
- BASSOULET J-P & FOURCADE E. (1979). Essai de synthese de repartition de Foraminiferes benthiques du Jurassique carbonate mesogeen. C. R. somm. Soc. Geol. Fr., 2, 69-71.
- BASSOULET J.-P. & POISSON A. (1975). Microfacies du Jurassique de la region d'Antalya) (Secteurs N et NW) Taurus lycien (Turquie). Rev. de Micropal.,18, 1, 3-14.
- BENEST M.-C., COIFFAIT P., FOURCADE E. & JAFFREZO M. (1973). Essai de determination de la limite Jurassique - Cretace par l'etude des microfacies dans les series de la plate-forme du domaine mediterraneen occidentale. Coll. sur la limite Jurassique - Cretace. Mem. Du B.R.G.M., 86, 169-181.
- BERNIER P. & FLEURY J.J. (1980). La plate-forme carbonatee de Gavrovo Tripolitza (Grece): Evolution des conditions de sedimentation au cours du Mesozoique. Geologie Mediterraneenne, VII, 3, 247-259.
- CELET P. (1962). Contribution a l'etude geologique du Parnasse Kiona et d'une partie des regions meridionales de

la Grece continentale. Ann. Geol. des Pays hellen., 13, 1-446.

- CHIOCCHINI M., MANCINELLI A., MOLINARI PAGANELI V. & TILIA ZUCCARI A.(1979). Repartition stratigraphique des Algues Dasycladales et Codiacees dans les successions mesozoiques de la plte-forme carbonatee du Lazio centre meridional (Italie). Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 3, 2, 525-535.
- CHIOCCHINI M, MANCINELI A. & MARCUCCI C.(1988). Distribution of Benthic Foraminifera and Algae in the Latium - Abuzzi Carbonate platform Facies (Central Italy), during Upper Malm - Neocomian. Rev. de Paleobiologie, vol. Spec. n0 2, Benthos'86, 219-227.
- CUVILIER J., FOURY G. & PIGNATTI MORANO A. (1968) Foraminiferes nouveaux du Jurassique superieur du Val Cellina (Frioul occidental, Italie). Geol. Romana, VII, 141-156.
- DE CASTRO P. (1962). Il Giura Lias dei Monti Lattari e dei rilievi ad ovest della Valle dell'Irno e della Piana di Montoro. Boll. Soc. Nat. Napoli, 71, 3-34.
- DECROUEZ D. (1976). Etude stratigraphique et micropaleontologique du Cretace d'Argolide (Peloponnese septentrional, Grece). These, Universite de Geneve,156p.
- DECROUEZ D. (1977). Le Cretace d'Argolide (Peloponnese septentrional, Grece): Remarques micropaleontologiques. Notes du Lab. De Paleont. de Geneve, n0 1, 1-8.
- FARINACCI A. & RADOICIC R. (1964). Correlazione fra serie giuresi e cretacee dell'Apennino Centrale e delle Dinaridi Esterne. Ric. Sci. 34, 269-300.
- FLEURY J.-J.(1980). Les zones de Gavrovo Tripolitza et du Pinde Olonos (Grece continentale et Peloponnese du Nord). Evolution d'une plat-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin. These d'Etat. Soc. Geol. Du Nord, Publ. n0 4, 2 vol. 650p.
- FOURCADE E., JEREZ L., RODRIGUEZ T. & JAFFREZO M. (1972). El Jurasico terminal y el Cretacico inferio de la Sierra de la Muela (Provincia de Murcia). Consideraciones sobre las bozonas con Foraminiferos del Albense
 Aptense del sureste de Espana. Rev. Espan. De Micropaleontologia. Num extraord. 215-248.
- FOURCADE E., PENDAS F. & RODRIGUEZ ESTRELLA T. (1977). El Jurasico superior y el Cretacico inferior de los Alrededores de Yeste (zona Prebetica, Sudeste de Espana). Riv. Espan. De Micropaleontologia, IX, 3, 361-380.
- FOURY G. & VINCENT E. (1967). Morphologie et repartition du genre Kilianina Pfender. (Foraminifere). Ecl. Geol. Helv. 60, 1, 33-45.
- GUSIC I. (1969). Biostratigrafske I mikropaleontoloske karakteristike nekih jurskih profila iz podrucja centralne Hrvatske. Geol. Vjesnik, 22, 89-97.
- GUSIC I., NIKLER L.& SOKAC B. (1971). The Jurassic in the Dinaric mountains of Croatia and the problems of its subdivision. Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. 54, 2, 165-183.
- I.G.R.S. & I.F.P. (1966). Etude geologique de l'Epire. Technip, Paris.
- JAFFREZO M. (1980). Les formations carbonatees des Corbieres (France) du Dogger a l'Aptien: Micropaleontologie stratigraphique, Biozonation, Paleoecologie, Extension des resultats a la Mesogee. These, Doct. Sci, Paris, 614p.
- ΚΑΡΡΑΣ Ν.(1995).Η ανθραχική πλατφόρμα Παρνασσού κατά το Ανώτερο Ιουρασικό Κατώτερο Κρητιδικό (Στρωματογραφική διάρθρωση και παλαιογεωγραφική εξέλιξη). Διατριβή, 225 σ. Αθήνα.
- LUPERTO SINNI E. & MASSE J-P.(1982). Contributo della Paleoecologia alla Paleogeografia della parte meridionale della Piataforma Apula nel Cretaceo inferiore. Geologica Romana, 21, 859-877.
- LUPERTO SINNI E. & MASSE J.-P.(1984). Donnees nouvelles sur la micropaleontologie et la stratigraphie de la partie basale du "Calcare di Bari" (Cretace inferieur) dans la region des Murges (Italie meridionale). Riv. It. Paleont. Strat. 90, 3, 331-374.
- LUPERTO SINNI E. & MASSE J.-P. (1986). Donnees nouvelles sur la stratigraphie des calcaires de plate-forme du Cretace inferieur de Gargano (Italie meridionale). Riv. It. Paleont. Strat., 92, 1, 33-66, Milano
- LUPERTO SINNI E. & MASSE J. P.(1993). Biostratigrafia dell'Aptiano in facies di piattaforma carbonatica delle Murge Baresi (Puglia - Italia meridionale). Riv. It, Paleont. Strat. 98, 4, 403 - 424.
- MASSE J.-P.(1976). Les calcaires urgoniens de Provence, Valanginien Aptien inferieur. Stratigraphie, Paleontologie, les paleoenvironnements et leur evolution. These Univ. Aix-Marseille II, 445p.
- MICHAUD F. & FOURCADE E. (1989). Stratigraphie et paleogeographie du Jurassique et du Cretace du Chiapas (Sud-Est du Mexique). Bull. Soc. Geol. Fr., (8), 5, 639-650.
- RADOICIC R. (1966). Microfacies du Jurassique des Dinarides externes de la Yougoslavie. Geologija Razprave, 9, 5-379, Ljubljana.
- RAMALHO M. (1971). Contribution a l'etude micropaleontologique et stratigraphique du Jurassique superieur et du Cretace inferieur des environs de Lisbonne (Portugal). Mem. SServ. Geol. Port. N0 19.
- SARTONI S. & CRESCENTI U. (1962). Ricerche biostratigrafische nel mesozoico dell'Apennino meridionale. Giorn.

Geol. 29, 161-304

- SCHILDER U. & CONRAD M. (1994). The lower Cretaceous Dasycladales from the northwestern Friuli platform and their distribution in chronostratigraphic and cyclostratigraphic units. Rev. de Paleobiologie, 13/1, 59-96.
- SEPTFONTAINE M. (1988). Vers une classification evolutive des Lituolides (Foraminiferes) jurassiques en milieu de plate-forme carbonatee. Rev. de Paleobiologie, Vol. Spec n0 2,Benthos'86, 229-256.
- SKOURTSIS-CORONEOU V., VIDAKIS M., MYLONAKIS J. & POMONI-PAPAIOANNOU F. (1993). Stratigraphic evolution and depositional environment of the carbonate sequences of the Tripolis zone in Crete. Bull. Geol. Soc. Greece, XXIX, 33-46.
- SOKAC B. (1986). Clypeina radici n. sp. (Calcareous algae; Dasycladaceae) from the Neocomian of the Coastal Part of the Outer Dinarides. Geol.vjesnik, 39, 43-54.
- ΤΣΑΙΛΑ Μ0ΝΟΠΩΛΗ Σ.(1977). Μικροπαλαιοντολογική μελέτη και στρωματογραφική διάρθρωσις των εν Πελοποννήσω σχηματισμών της γεωτεκτονικής ζώνης Τριπόλεως(Γαβρόβου). Γεωλ. & Γεωφ. Μελ. Ι.Γ.Μ.Ε., XX, 1, 106σ. Αθήνα.
- VELIC I. (1973). Stratigraphy of the Cretaceous deposits in the border region of Velika Kapela and Mala Kapela Mountains (Central Croatia). Geoloski Vjesnik, 26, p. 93-108.
- VELIC I.(1977). Jurassic and lower Cretaceous assemblage zones in Mt. Velika Kapela, Central Croatia. Acta Geologica, IX/2, 15-37.
- VELIC I.(1988). Lower Cretaceous benthic Foraminiferal Biostratigraphy of the shallow-water carbonates of the Dinarides. Rev. de Paleobiologie, Vol. Spec. n0 2, Benthos' 86, 467-475.
- VELIC I., TISLJAR J. & SOKAC B. (1979). Stratigraphy and depositional environments of the Karst region of the Outer Dinarides. Geobios, Mem. Spec. 3, 245-252.
- ZAMBETAKIS LEKKAS A. (1995). Stratigraphy of Jurassic Carbonates in Tripolitza platform in Peloponnesus (Greece). Rev. de Paleobiologie, 14, 2, 461-471.
- ZAMBETAKIS LEKKAS A. & KAROTSIERIS Z. (1986). Le Jurassique superieur de la zone de Tripolitza, dans la region de Vitina (Peloponnese central, Grece). Rev de Paleobiologie, 6, 2, 269 279.
- ZAMBETAKIS LEKKAS A., POMONI PAPAIOANNOU F. & CAROTSIERIS Z. (1988). A Middle Cenomanian - Loewer Turonian (?) emergence episode in the Tripolitza subzone (Central Peloponnesus, Greece). Rev. de Paleobiologie, 7/1, 129-136.
- ZAMBETAKIS LEKKAS A., VARTIS MATARANGAS M. & ALEXOPOULOS A (1995). La sedimentation sur la plateforme de Tripolitza au Cretace inferieur - Cenomanien en Crete centrale (Grece). Cretaceous Research, 16, 311-325.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ: Οι συγγραφείς επιθυμούν να εκφράσουν τις ευχαριστίες τους προς την Επιτροπή Ερευνών του Πανεπιστημίου Αθηνών για τη χρηματοδότηση της έρευνας αυτής.

ΩΤΟΛΙΘΟΙ ΑΠΟ ΤΟ ΚΑΤΩΤΕΡΟ ΠΛΕΙΟΚΑΙΝΟ ΤΗΣ ΤΟΜΗΣ ΠΡΑΣΣΙΩΝ (ΡΕΘΥΜΝΟ, ΚΡΗΤΗ). ΣΥΣΤΗΜΑΤΙΚΗ- ΠΑΛΑΙΟΟΙΚΟΛΟΓΙΑ. Α. ΜΑΡΚΟΠΟΥΛΟΥ- ΔΙΑΚΑΝΤΩΝΗ¹ ΚΑΙ ΓΡ. ΚΑΓΚΙΟΥΖΗΣ¹

ΣΥΝΟΨΗ

Στην εργασία αυτή μελετώνται οι ωτόλιθοι, που βρέθηκαν στους σχηματισμούς του Κ. Πλειοκαίνου της περιοχής Κεφαλών της κοινότητας Πρασσιών Ρεθύμνου (Β.Δ - Κεντρική Κρήτη) 10 χλμ. από την πρωτεύουσα του νομού. Τα δείγματα πάρθηκαν από νεογενή ιζήματα, η ανάπτυξη των οποίων γίνεται κατά μήκος του επαρχιακού δρόμου Ρεθύμνου-Αμαρίου τουλάχιστον μέχρι το χωριό Πρασσιές. Οι μελετηθέντες απολιθωμένοι ωτόλιθοι ανήκουν στις τάξεις: 1. Iniomi (Myctophiformes):*Diaphus splendidus* (PROCHAZKA 1893), *Diaphus* sp., *Diaphus holti* TANING, 1918, *Diaphus kokeni* (PROCHAZKA 1893), *Ceratoscopelus madarensis* (LOWE 1839), *Myctophidarum edwardsi* (SAUVAGE 1873), 2. Anacanthini (Gadiformes): *Bregmaceros albyi* (SAUVAGE 1880), *Macrurus novus* BASSOLI, 3. Percomorphi (Perciformes): *Gobius vicinalis* KOKEN., *Gobius* sp. Οι μελετηθέντες ωτόλιθοι, που αναφέρονατι για πρώτη φορά στον Ελλαδικό χώρο, δίνουν σημαντικά συμπεράσματα για τη βιογεωγραφία και την παλαιογεωγραφία και συμβάλλουν στις γνώσεις μας για την απολιθωμένη αυτή ομάδα.

ABSTRACT

This paper concerns the study of Otoliths coming from the sediments of the L. Pliocene of the region Kefales of the community Prassies at the northern part of Rethymnon (NW- Central Crete), 10 km from it and the places of sampling are along the road Rethymnon- Amari to the village Prassies. These sediments are yellowish with a visible inclination and sedimentary structures overlying in unconformity on the alpic substrate. The sediments of the studied area consist of Miocene, Plio-Pleistocene and Holocene formations. Holocene appears with littoral deposits (sand, gravels and alluvian deposits) 20 m. The Plio - Pleistocene formations -marine deposits- consisting of brawn marls without fossils (upper members), of marls with macrofossils (intermediate members) and white marls and clays with Algae and *Pectinidae, Ostreidae*, some Gastropods and Echinoids (lower members). Total height 150 m. The Miocene has a total thickness of 200 m. The studied Otoliths belong to the orders: 1. Iniomi (Myctophiformes): *Diaphus splendidus* (PROCHAZKA 1893), *Diaphus sp., Diaphus holti* TANING, 1918, *Diaphus kokeni* (PROCHAZKA 1893), *Ceratoskopelus madarensis* (LOWE 1839), *Myctophidarum edwardsi* (SAUVAGE 1873), 2. Anacanthini (Gadiformes): Bregmaceros albyi (SAUVAGE 1880), *Macrurus novus* BASSOLI, 3. Percomorphi (Perciformes): *Gobius vicinalis* KOKEN., *Gobius* sp.

The studied Otoliths, mentioned for the first time in Greece, give important results on the biogeography and paleogeography and contribute to our knowledge about this fossilized group.

KEYS WORDS: Otoliths (Teleostei Fishes), L. Pliocene, Kefales (Prassies), Rethymnon, N W - Central Crete.
ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Ωτόλιθοι (Τελεόστεοι Ιχθύες), Κ. Πλειόκαινο, Κεφάλες Πρασσιών, Ρέθυμνον, ΒΔ- Κεντρική Κρήτη.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Οι Ωτόλιθοι, που μελετήθηκαν, βρέθηκαν στα νεογενή ιζήματα της περιοχής Κεφάλες της κοινότητας Πρασσιών Ρεθύμνου (ΒΔ - Κεντρική Κρήτη), που απέχει 10 χλμ. από την πρωτεύουσα του νομού. Η ανάπτυξη των νεογενών ιζημάτων γίνεται κατά μήκος του επαρχιακού δρόμου Ρεθύμνου-Αμαρίου τουλάχιστον μέχρι το χωριό Πρασσιές. Οι θέσεις δειγματοληψίας σημειώνονται πάνω στο τμήμα του γεωλογικού χάρτη του ΙΓΜΕ (Φύλλο Πέραμα, Εικ.1). Τα ιζήματα έχουν χρώμα ανοιχτό κίτρινο, παρουσιάζουν καλή στρώση, ενώ κατά τόπους είναι εμφανείς οι ιζηματοδομές. Τα νεογενή ιζήματα επικάθονται ασύμφωνα στο αλπικό υπόβαθρο, που είναι λίγο έξω από το χωριό.

^{*} OTOLITHS FROM THE LOWER PLIOCENE OF THE SECTION PRASSIES (RETHYMNON, NW-CRETE). SYSTEMATICS-PALEOECOLOGY.

^{1.} Γεωλογικό Τμήμα Παν/μίου Αθηνών. Πανεπιστημιούπολη Ζωγράφου, 15784, Αθήνα.



Εικ.1:Γεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης με τις θέσεις ανεύφεσης των Ωτολίθων (ΜΥΛΩΝΑΚΗΣ, Ι., φύλλο "ΠΕΡΑΜΑ", 1:50.000,1991, ΙΓΜΕ, απλοποιημένος). Ι. Δολομίτες και δολομιτικοί ασβεστόλιθοι Λιασίου- Ραιτίου, 2.Ασβεστόλιθοι και δολομίτες Α. Ιουφασικού- Κφητιδικού, 3. Σχιστόλιθοι- Φυλλίτες-Χαλαζίες και ενστφώσεις ασβεστολίθων Μ.Λιθανθρακοφόρου?- Α. Τριαδικού, 4. Ασβεστόλιθοι- μάργες- άργιλοικροκαλοπαγή Μειοκαίνου, 5. Μάργες- αργιλομαργαικό υλικό Πλειοκαίνου- Πλειστοκαίνου. Fig.1.Geological map of the studied area with Otoliths (MYLONAKIS, J., sheet Perama, 1:50.000, IGME, 1991, simplified).

Τα πρώτα βήματα στον τομέα της τοπικής Γεωλογίας με βάση τους ωτολίθους έχουν γίνει από τους GAEMERS & SCHWARZHANS (1973)(Ολιγόκαινο και Νεογενές, Λεκάνη Βόρειας Θάλασσας) και NOLF (1978)(Λεκάνη Βελγίου και Παρισιού, Παλαιογενές).

2. ΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΚΟ ΜΕΡΟΣ

2. 1. ΓΕΝΙΚΑ ΓΙΑ ΤΟΥΣ ΩΤΟΛΙΘΟΥΣ

Οι ωτόλιθοι είναι τα όργανα ισορροπίας και ακουστικής των Τελεοστέων Ιχθύων. Βρίσκονται μέσα σε ωτικούς θύλακες του κρανίου και συγκεκριμένα μέσα στον μεμβρανώδη λαβύρινθο(Εικ.2,3). Αποτελούνται από αραγονίτη και οργανική ύλη και δεν έχουν καμμιά σχέση με τα οστικά στοιχεία, των οποίων το ορυκτολογικό μέρος είναι φωσφορικό ασβέστιο. Το μέγεθός τους κυμαίνεται μεταξύ 0,2 και 15 mm.

Είναι τα μοναδικά προσδιορίσιμα μεμονωμένα υπολείμματα των Τελεοστέων Ιχθύων, προς το παρόν, και απαντούν πολύ πιό συχνά στα αρχεία των απολιθωμάτων παρά οι πλήρεις σκελετοί των Ιχθύων. Η γνώση μας για τους απολιθωμένους ωτόλιθους βρίσκεται ακόμη στο στάδιο των ανακαλύψεων και της περιγραφής εκτός απο τους ωτολίθους, που αναφέρονται απο το Τριτογενές της Ευρώπης. Η μελέτη τους παρουσιάζει ενδιαφέρον και συμβάλλει στην εξαγωγή συμπερασμάτων τόσο για τη Βιοστρωματογραφία, όσο και την Παλαιογεωγραφία.

Όλοι οι μέχρι τώρα ερευνητές (HECHT & HECHT, 1977; KARRER, 1971; NOLF, 1974; SCHWARZHANS, 1972; STINTON, 1967; WEILER, 1968) αναγνωρίζουν ότι οι ωτόλιθοι έχουν συντηρητικά χαρακτηριστικά ώστε να επιτρέπουν φυλογενετικές εξηγήσεις στο επίπεδο του είδους, του γένους και των οικογενειών. Το πιο σπουδαίο γνώρισμά τους είναι η αύλακα (sulcus).

2.2. ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑ ΓΝΩΡΙΣΜΑΤΑ

Στο επίπεδο του είδους οι μιχρές διαφορές στο περίγραμμα, στη δομή, τις αναλογίες L:Η και L:Τ, είναι τα πιό σημαντικά χαρακτηριστικά. Στο επίπεδο του γένους και της οικογένειας άλλοι χαρακτήρες, όπως είναι μικρές διαφορές, περιθώρια αύλακος (sulcus margius), στο περίγραμμα γενικά, στις καμπυλότητες (curvatures) στις cristae καθώς και σε άλλες μεγαλύτερες δομές στην εξωτερική επιφάνειά τους είναι μεγαλύτερης σημασίας. Για τις ανώτερες ταξινομικές μονάδες παραμένει λίγο ή πολύ ένα μόνο χρήσιμο χαρακτηριστικό που αφορά τη δομή της αύλακος (ο αριθμός των colliculi, το άνοιγμα της αύλακος, το γενικό περίγραμμα της αύλακος). Γενικά μπορούμε να αναφέρουμε ότι ο τρόπος ζωής των Ιχθύων (επιπελαγικός, μεσοπελαγικός, βαθυπελαγικός) επηρεάζει κάπως τη μορφολογία των ωτολίθων τους.



Εικ.2. Ονοματολογία της μορφολογίας εσωτερικής της όψης των ωτολίθων Fig.2. Morphological nomenclature of the inner face of Otoliths.



2.3. ΟΙΚΟΛΟΓΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

Τα βάθη, στα οποία ζουν οι ιχθύες με τους συγκεκριμένους ωτολίθους είναι τα εξής: 1.Τα διάφορα είδη Diaphus κατά κανόνα μεταξύ 700 ως 200 m. 2. Ceratoscopelus madarensis (LOWE 1839) από 700 ως 200 m. 3. Bregmaceros THOMPSON, 1840 από 200 ως 0 m. 4. Giobius-είδη κυρίως από 50 ως 0 m.

2.4. ΣΥΣΤΗΜΑΤΙΚΗ ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ

Οι μελετηθέντες απολιθωμένοι ωτόλιθοι ανήκουν στις τάξεις: 1. Iniomi (Myctophiformes):Diaphus splendidus (PROCHAZKA 1893), Diaphus sp., Diaphus holti TANING, 1918, Diaphus kokeni (PROCHAZKA 1893), Ceratoscopelus madarensis (LOWE 1839), Myctophidarum edwardsi (SAUVAGE 1873), 2. Anacanthini (Gadiformes): Bregmaceros albyi (SAUVAGE 1880), Macrurus novus BASSOLI, 3. Percomorphi (Perciformes): Gobius vicinalis KOKEN., Gobius sp.

Ι. Τάξη	: 1	Iniomi (Myctophiformes)				
Υπόταξη	: 1	Myctophoidei				
Α)Οικογένεια	: 1	Myctophidae GILL,1892				
Γένος	: 1	Diaphus EIGEMANN &	EIGEMANN, 1890			
Diaphus splendi	dus (PROCH	AZKA, 1893)				
1978b. Diaphus splend	idus (PROCI	HAZKA) SCHWARZH	IANS. W., p.8, Taf.2, fig. 16-18.			
Άτομα : 3						
Διαστάσεις σε mm:	Μήκος	Ύψος	M/Y			
	4,5	3,4	1,35			
	4,0	3,0	1,33			

3,7 2,7 1,37 Περιγραφή : Ωτόλιθοι ωοειδούς σχήματος.Το έμβολο (Rostrum) και το αντιέμβολο (Antirostrum) είναι μυτερά με σχισμή (excisura) κοφτερή (ή οξεία) και βαθειά. Παρουσιάζουν ένα συμμετρικό ραχιαίο τμήμα (Dorsalrand) με μικρή αλλά κοφτερή γωνία οπισθοραχιαία (Postdorsal) και ελαφρή κοίλα θέση απο πίσω. Το κοιλιακό τμήμα (Ventralrand) παρουσιάζει συνεχόμενες γωνίες (Εικ. 4).

<u>Γεωγραφική και στρωματογραφ</u>	κή Εξάπλωση:]	Κ. Πλειόκαινο Ν	ί. Σικελίας,	Τοσκάνης Ιταλίας.
------------------------------------	----------------	-----------------	--------------	-------------------

B)Οικογένεια	:	Myctophidae GILL 1892
Γένος	:	Diaphus EIGEMANN & EIGEMANN 1890
Diaphus sp. (E	.x.3)	
1973. Diaphus sp. AN	FOSSI, G	MOSNA, S, p97, Tav. XV(I), fig. 7a.b.

- 579 -

1978. Diaphus sp. NOLF, D., p. 521. 1978b. Diaphus sp. SCHWARZHANS, W., p.10, taf. 2, fig. 26. 1980. Diaphus sp. NOLF, D. & MARTINELL, J., p.211, Tafel 2, fig. 1-8. Άτομα : 9 αστάσεις σε mm: Μήκος Ύψος Μ/Υ

Διαστάσεις σε mm: Μήκος Ύψος Μ/Υ 3,1 2,8 1,11

Περιγραφή :Σχεδόν επιμήπεις ωτόλιθοι. Το ποιλιαπό τμήμα είναι τυπιπά οδοντωτό. Το έμβολο λίγο μεγαλύτερο του αντιεμβόλου. Σχισμή πολύ μιπρή.

Γεωγραφική & στρωματογραφική εξάπλωση: Κ. Πλειόκαινο Ν. Σικελίας και Τοσκάνης Ιταλίας.



Eix. 3. Diaphus sp. Fig. 3. Diaphus sp.

 Γένος
 :
 Diaphus EIGEMANN & EIGEMANN, 1890

 Diaphus holti TANING, 1918 (Εικ. 4)

 1980. Diaphus holti TANING.- NOLF, D. & MARTINELL, J., p. 211, Taf. 2, fig. 15-20.

 Άτομα : 6



Eix. 4. Diaphus holti TANING,1918 Fig. 4. Diaphus holti TANING,1918

Περιγραφή:Σχεδόν επιμήχεις ωτόλιθοι. Το κοιλιακό τμήμα είναι έντονα οδοντωτό. Το Εμβολο μεγαλύτερο του αντιεμβόλου. Η εμπροσθοκοιλιακή γωνία είναι έντονη.

Γεωγραφική & στρωματογραφική εξάπλωση: Πλειόκαινο Ισπανίας (Καταλωνία).

Γένος:Diaphus EIGEMANN & EIGEMANN, 1890Diaphus kokeni (PROCHAZKA, 1893) (Εικ. 5)1980. Diaphus cf. kokeni (PROCHAZKA).- SCHWARZHANS, W., p.8, Taf. 2, fig. 12.Άτομα : 1

Διαστάσεις : Μήχος=1,6 mm, Υψος=1,3 mm, Μέσος M/Y = 1,23

Περιγραφή: Μικρός στρογγυλεμένος ωτόλιθος με δυνατή ανάπτυξη της γωνίας που βρίσκεται στο εμπροσθοραχιαίο τμήμα. Η σχισμή και το αντιέμβολο είναι μικρά. Το έμβολο είναι δυνατό και πιο μακρύ από το αντιέμβολο. Γεωγραφική και στρωματογραφική εξάπλωση: Κ. Πλειόκαινο Ν. Σικελίας και Τοσκάνης (Ιταλιας).



Eux. 5. Diaphus kokeni (PROCHANZA, 1893) Fig. 5. Diaphus kokeni (PROCHANZA, 1893)

Γένος	: Cerato	scopelus GUNTHER	, 1864	
Ceratoscopelus mad	arensis (LOWE, 18.	39) (Eix. 6)		
1971. Ceratoscopelus	madarensis (LOWE) WEILER,W., p.10),Taf.2,fig. 10.	
1980. Ceratoscopelus	madarensis (LOWE) NOLF,D. & MAF	TINELL, J., Tab. 1,	fig. 21.
1980. Ceratoscopelus	madarensis(LOWE)	- SCHWARZHANS	, W., p.12, Taf.3, fig	g.33, 37.
Άτομα : 6				
Διαστάσεις σε mm:	Μήκος	Ύψος	M/Y	
	3,25	2,2	1,48	
	4.53	3.3	1.40	

Περιγραφή: Επίμηχες ωτόλιθος με μαχρύ έμβολο, αντιέμβολο και σχισμή δυσδιάχριτη, ραχιαίο τμήμα σχεδόν λείο. Οπισθοραχιαία γωνία τις περισσότερες φορές αδύνατη η απούσα. Εμπρόσθια στρογγυλεμένη.



Eux. 6. Ceratoscopelus madarensis (LOWE, 1839)x27 Fig. 6. Ceratoscopelus madarensis (LOWE, 1839)x27

Γεωγραφική και στοωματογραφική εξάπλωση: Κ. Πλειόκαινο Ν. Σικελία και Τοσκάνη (Ιταλία), Πλειόκαινο Ισπανίας (Καταλωνία).

Γένος	: Mycto	phidarum	
Myctophidarum	edwardsi (SAUVA	GE 1873)	
1980. Myctophidarum	edwardsi(SAUVA	GE) SCHWARZHA	NS, W., p.16, Taf.4, fig.46.
Άτομα : 1			
Διαστάσεις σε mm:	Μήκος	Ύψος	M/Y
	1,85	2,55	1,14

Περιγραφή: Είναι σχετικά κοντόχοντρος ωτόλιθος. Το έμβολο είναι αδύνατο, αναπτυσσόμενο, όπως και η σχισμή και το αντιέμβολο. Το ραχιαίο πεδίο είναι χαμηλο ενώ το κοιλιακό πεδίο καμπυλωτό. Στην εσωτερική σκέπη βρίσκεται μία ελαφρά υπερυψωμένη αύλακα. Το Ostium είναι φανερά πιο μακρύ από την Cauda.

Γεωγραφική και στρωματογραφικη	ί εξάπλωση: Κ	. Πλειόκαινο Ν	. Σικελίας,	Τοσκάνης (Ιταλίας).
			2,	12 (2)

II.	Τάξη	:	Anacanthini (Gadiformes)
Y	τόταξη	:	Bregmacerodida GILL, 1872
A)	Οικογένεια	:	Myctophidae GILL, 1892

 Γένος
 :
 Bregmaceros THOMPSON, 1840

 Bregmaceros albyi (SAUVAGE, 1880)
 1971. Bregmaceros albyi (SAUVAGE).- WEILER,W., p. 17, Taf. 2, Fig. 27.

 1973 Bregmaceros albyi (SAUVAGE).- WEILER,W., p. 17, Taf. 2, Fig. 27.

 1973 Bregmaceros albyi (SAUVAGE).- ANFOSSI, G. & MOSNA, S., p. 104, Tav. XVIII (IV), fig. 3a,b.

 Άτομα : 1

 Διαστάσεις σε mm:
 Μήκος
 Ύψος
 M/Y

 1,2
 1,2
 1,0

Περιγραφή: Ο ωτόλιθος αυτός έχει το ίδιο μήκος και ύψος και παρουσιάζει ένα ακανόνιστο σχήμα. Πάνω από το Ostium ανεβαίνει το ραχιαίο τμήμα πλάγια στη προραχιαία γωνία και από εκεί πέφτει, κάτω από ένα σχηματισμό μιας μεσαίας εγκόλπωσης, στη μεταραχιαία γωνία. Η αύλακα βρίσκεται στο μέσον. Το Ostium και η Cauda είναι χωρισμένες μεταξύ τους.



Eиx. 7. Bregmaceros albyi (SAUVAGE, 1880) Fig. 7. Bregmaceros albyi (SAUVAGE, 1880)

Γεωγραφική και στοωματογραφική εξάπλωση: Τορτόνιο Αυστρίας, Αν. Μεόκαινο Piemonte (Ιταλία), Κρήτης (ΣΥΜΕΩΝΙΔΗΣ, 1969), Κ. Πλειόκαινο Ιταλίας, Α. Πλειόκαινο Κρήτης (GAUDANT et al., 1994).

Β) Οικογένει	α : Λ	lacruridae BONAPARTE 1838		
Γένος	: N	acrurus BLOCH 1787		
Macrurus r	novus BASSOLI			
1973. Macrurus r	novus BASSOLI A	NFOSSI,G. & MOSNA, S., p. 10	6, Tav XIX(V), fig. 2a,b.	
Ατομα : 1				
Διαστάσεις σε mm:	Μήκος	Ύψος	M/Y	
	8,52	5,25	1,52	
Πεοιγραφή: Ωτά	ίλιθος ωσειδούς σχι	ίματος. Η κοιλιακή περιοχή είναι	τοξοειδής και η ραχιαία παρουσι	άζει
διόγκωση περί το κε	έντρο και μια πλευς	ρική ανόρθωση.		
Γεωγραφική και	στρωματογραφική	εξάπλωση: Μειόκαινο Emillia (1	ταλία), Τορτόνιο Piemonte (Ιταλ	ιία),
Κ. Πλειόκαινο Ιταλί	ίας.			
III.Τάξη	: P	ercomorphi (Perciformes)		
Υπόταξη	: (Jobioidei		
Οικογένεια	: (Gobiidae BONAPARTE, 1831		
Γένος	: (Gobius LINNE, 1758		
Gobius vicinali	s KOKEN (Eix. 8)			
1973. Gobius vic	inalis KOKEN AN	VFOSSI, G. & MOSNA, S., p. 113	Tav. XXI (VII), fig. 5a,b.	
Άτομα : 1				
Διαστάσεις σε mm:	Μήκος	Ύψος	M/Y	
	1,8	1,95	0,92	

Περιγραφή: Σχεδόν τετραγωνισμένη κοιλιακά. Ραχιαία είναι αναθολωτή. Περί το μέσον ο ωτόλιθος παρουσιάζει εγκοπή και από τις δύο μεριές. Φέρει σε θέση κεντρική την αύλακα. Παρατηρούμε συγκεντρικές περι-

φερειακές γραμμές ανάπτυξης.

<u>Γεωγραφική και στοωματογραφική εξάπλωση:</u> Μειόκαινο Γερμανίας, Πολωνίας, Ρουμανίας, Μοραβίας, Ιταλίας, Α. Μειόκαινο Piemonte (Ιταλία), Κ. Πλειόκαινο Ιταλίας, Πλειόκαινο Ισπανίας.



Eix. 8. Gobius vicinalis KOKEN, 1891 Fig. 8. Gobius vicinalis KOKEN, 1891

3. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Απο τη μελέτη των ωτολίθων, που ποέρχονται από την ιζηματογενή ακολουθία του Κατωτέρου Πλειοκαίνου της τομής Πρασσιών Ρεθύμνου προέκυψαν τα ακόλουθα

- Τα μελετηθέντα 10 είδη των ωτολίθων ανήκουν στις τάξεις α)Iniomi (Myctophiformes):Diaphus splendidus (PROCHAZKA 1893), Diaphus sp., Diaphus holti TANING, 1918, Diaphus kokeni (PROCHAZKA 1893), Ceratoscopelus madarensis (LOWE 1839), Myctophidarum edwardsi (SAUVAGE 1873), β)Anacanthini (Gadiformes): Bregmaceros albyi (SAUVAGE 1880), Macrurus novus BASSOLI, και γ)Percomorphi (Perciformes): Gobius vicinalis KOKEN., Gobius sp.
- 2. Η πλειονότητα των ιχθύων, που φέρουν τους συγκεκριμένους ωτολίθους θα πρέπει να ζούσαν στα όρια της νηριτικής ζώνης (Bregmaceros) με την ηπειρωτική κατωφέρεια (Diaphus, Ceratoscopelus). Τα τελευταία είναι μεσοπελαγικά και πραγματοποιούν κάθετες μεταναστεύσεις κατά τη διάρκεια της νύκτας και της ημέρας (NOLF et al., 1987).
- Η μελέτη των ωτολίθων βοηθάει στην επέκταση των γνώσεών μας γιά την βιογεωγραφική και παλαιοβιογεωγραφική εξάπλωση τους και στην ΝΑ Μεσόγειο μέχρι σήμερα άγνωστη στον Ελλαδικό χώρο.

4. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ANFOSSI, G. & MOSNA, S. 1973.- Otoliti del Pliocene inferiore di Lugagnano (Piacenza). Att. Ist. Geol. Univ. Pavia, XXIII, 90-118, Pavia.
- GAEMERS, P. & SCHWARZHANS, W. 1973.– Fish- otoliten aus dem Pliozaen von Antwerpen (Belgien) und Ouwerkerk (Niederlande) und aus dem Plio- Pleistozaen der Westerschelde (Niederlande). Leidse Geol. Meded., 49, 207-257, Leiden.
- GAUDANT, J., DELRIEU, B., DERMITZAKIS, M. & SYMEONIDIS, N. 1994.– Découverte d' une icthyofaune marine dans les diato, ites du Pliocène supérieur (Plaisancien) des environs d' Héraklion (Crète centrale; Grèce). C.R. Acad. Sci. Paris, 319, II. 589-596, Paris.
- HECHT, T. & HECHT, A. 1977.– A descriptive systematic study of the otoliths of the neopterygean marine fishes of South Africa, II. The delimitation of teleost orders, some systematic notes and a provisional new phyletic order sequence. *Trans. Roy. Soc. S.Afr.*, 43, 199-218.
- KARRER, C. 1971.– Die Otolithen der Moridae (Teleostei, Gadiformes) und ihre systematische Bedeutung. Zool. Jb. Syst., 98, 153-204.
- ΜΥΛΩΝΑΚΗΣ, Ι. 1991.- Γεωλογικός χάρτης "Φύλλο ΠΕΡΑΜΑ". Κλίμακα 1:50.000, ΙΓΜΕ.
- NOLF, D. 1974.– De teleostei otolieten uit het Eoceen van het Belgisch Bekken.Reconstructie van de fauna en biostratigrafische toepassing. (Thesis Rijksuniversiteit Gent, unpublished).
- NOLF, D. 1978.- Les Otolithes des Teléosteens du Plio-Pleistocène Belge. Géobios, 11(4), 517-559, Lyon.
- NOLF, D. & MARTINELL J. 1980.- Otolithes de Teléosteens du Pliocène des environs de Figueras (Catalogne). *Geologica et Palaentologica*, 14, 209-234, 5 pls, Marburg.
- NOLF, D. & STEURBAUT, E. 1987. Découverte des Poissons bathyaux d'âge oligocène inférieur à Pizzocorno, près de Voghera, "Quaderni" Ser. Di Scienz. Nat. del Civ. Mus. Voghera, 1987, p. 15-31.

- SCHWARZHANS, W. 1972.– Der Wert von morphologischen Merkmalen der Teleossteer-Otolithen (Sagitta) fur hohere systematische Rangstufen (mit Beispielen und Problemfragen). *Meded Werkgr. Tert Kwart. Geol*, 9, 106-116.
- SCHWARZHANS, W. 1978.- Otolith Morphology and its usage for higher systematical units, with special reference to the Myctophiformes S.1., *Meded Werkgr. Tert Kwart. Geol*, 15 (4), 167-185, 3 pls, Rotterdam.
- SCHWARZHANS, W. 1980.- Otolithen aus dem unter-Pliozan von Sud-Sizilien und aus der Toscana, 1-52, pls. 13.
- STINTON, F. 1967.- The Otoliths of the teleostean fish Antigonia capros und their taxonomic significance. Bocagiana, Museo Municipal do Funnchal, 8,1-7.
- ΣΥΜΕΩΝΙΔΗΣ, Ν. 1969.– Απολιθωμένοι Ιχθύες εκ της περιοχής Ιεραπέτρας (Κρήτης). Γεωλ. Χρον. Ελλ. Χωρ., Υφηγεσία, 501-530, Αθήνα.
- WEILER, W. 1968.- Otolithi Piscium. Foss. Catal. I. Animalia, 117, 1-196, Gravenhage (E. Westphal).
- WEILER, W. 1971.- Fisch Otolithen aus den jungtertiar Sud-Siziliens, Senckenbergiana Lethaca, 52 (1), 5-37, Frankfurt an Main.

ΝΕΑ ΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΚΑ ΚΑΙ ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΕΠΙ ΤΗΣ ΑΝΩΚΡΗΤΙΔΙΚΗΣ ΕΠΙΚΛΥΣΗΣ ΣΤΗΝ ΖΩΝΗ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΕΛΛΑΔΑΣ (ΜΑΡΜΕΙΚΟ, ΠΤΩΟΝ ΟΡΟΣ, ΒΟΡΕΙΟΑΝΑΤΟΛΙΚΗ ΒΟΙΩΤΙΑ)* Α. ΜΕΡΜΙΓΚΗ¹, Α. ΜΑΡΚΟΠΟΥΛΟΥ - ΔΙΑΚΑΝΤΩΝΗ², Α. ΖΑΜΠΕΤΑΚΗ - ΛΕΚΚΑ²

ΣΥΝΟΨΗ

Στην εργασία μελετάται μια επικλυσιγενής σειρά πάνω σε ανωιουρασικούς ωολιθικούς ασβεστολίθους της υποπελαγονικής ζώνης και λατεριτικών αποθέσεων προερχόμενων από εξαλλοίωση οφιολίθων που πληρούν καρστικά έγκοιλα των εν λόγω ασβεστολίθων, στην ΒΑ Βοιωτία (Σχ.1). Προσδιορίζεται η περιεχόμενη πανίδα η οποία συνίσταται από Ρουδιστές, Σκληρακτίνια, Ποροφόρα και Τρηματοφόρα τα οποία προσδίδουν στην επικλυσιγενή ακολουθία ηλικία Σαντονίου. Το αποτέλεσμα αυτό, επιβεβαιώνει τη διαχρονικότητα του φαινομένου της ανωκρητιδικής επίκλυσης στην πελαγονική πλατφόρμα s.l.

ABSTRACT

This paper concerns the study of a transgressive series, which overlies the upperjurassic oolitic limestones of subpelagonian zone, as well as the lateritic deposits, resulting from the alteration of the ophiolitic and fill the karstic cavities of the above mentioned limestones in NE Beotia (Fig.1).

The purpose of this study is to

- elucidate the age of the transgression, that occurred on the jurassic limestones of the pelagonian platform at this region.
- Discuss about the observed diachronism of the Late Cretaceous transgression on the Pelagonian platform.

It is based on the study of micro- and macrofauna occurred in a section we describe in the "Marmeiko" area, on the Ptoon mountain. NOETH (1931) was the first who defined as Upper Turonian the age of the transgressive series, based on the study of Rudists. Later, BIGNOT & GUERNET (1968) studied the microfauna and attributed an age of lower Senonian. STEUBER (1993) based on the study of Hippuritidae, defined as Turonian and later (1995) as Turonian – Coniacian the age of the transgessive series.

The basal part of the series consists of marls and marly limestones alternations. An abundant micro and macrofauna is found in this part of the section, as well as the first Rudist biostrome.

In the middle part of the section 2 Rudist biostroms alternate with bioclastic limestones, containing abundant microfauna.

In the upper part marls alternate with cherty limestones.

The determinated micro- and macrofauna (Fig. 1), precises the age of the transgressive series as Santonian. This result confirms the diachronism of the transgressive phenomenon on the Pelagonian Upper- Jurassic limestones and the overthrusted ophiolites (AUBOUIN et al. 1960, BRUNN et al. 1972, KALLERGIS & ALBANTAKIS 1970, MAVRIDIS et al. 1979, NOETH 1931, BIGNOT & GUERNET 1968, CLEMENT & FERRIERE 1973, BIGNOT et al. 1973, STEUBER 1993, 1995, SKARPELIS & ZAMBETAKIS – LEKKAS 1998)

KEY WORDS: Biostratigraphy, Transgression, Pelagonian platform s.l., Rudists, Porifera, Scleractinians, Foraminifera, Marmeiko, Ptoon, Northern Beotia,

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Βιοστρωματογραφία, Επίκλυση, Πελαγονική ζώνη s.l., Ρουδιστές, Ποροφόρα, Σκληρακτίνια, Τρηματοφόρα, Μαρμέικο, Πτώον όρος, Β. Βοιωτία.

^{*} NEW PALEONTOLOGICAL AND STRATIGRAPHICAL DATA ON THE UPPER-CRETACEOUS TRANSGRESSION OF THE PELAGONIAN ZONE s.l. (MARMEIKO, PTOON MOUNTAIN, NE BEOTIA)

^{1.} Sapfous 38, 17676, Athens

^{2.} Department of Geology, University of Athens, Panepistimioupoli, 15784 Zografou, Athens

Οι συγγραφείς επιθυμούν να εκφράσουν τις ευχαριστίες τους προς την Επιτροπή Έρευνας του Πανεπιστημίου Αθηνών για τη χρηματοδότηση της έρευνας αυτής.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η μελετηθείσα περιοχή "Μαρμέικο", βρίσκεται βόρεια των λιμνών Υλίκης και Παραλίμνης, 5km BA του χωριού Κόκκινο στο Πτώον όρος της BA Βοιωτίας. Οι γεωλογικές εμφανίσεις της περιοχής, εντάσσονται στην ενότητα Ανατολικής Ελλάδος, η οποία χαρακτηρίζεται από ανωκρητιδική επίκλυση, πάνω στο επωθημένο κάλυμμα των οφιολίθων ή/και σε ανωιουρασικούς ασβεστολίθους της σειράς. Οι μέχρι σήμερα έρευνες έχουν δείξει ότι η επίκλυση της ανωκρητιδικής σειράς δεν έγινε ταυτόχρονα σε όλες τις περιοχές της ανατολικής Ελλάδας, αλλά παρουσιάζει μια διαχρονικότητα. Στην περιοχή, την επικλυσιγενή σειρά μελέτησε πρώτος ο NOETH (1931), ο οποίος προσδιόρισε βάσει Ρουδιστών την ηλικία της επίκλυσης ανωτέρου Τουρωνίου, ενώ στο ανώτερο τμήμα της σειράς προσδιόρισε ηλικία ανωτέρου Σαντονίου - κατωτέρου Καμπανίου. Οι BIGNOT & GUERNET (1968)βάσει μικροπαλαιοντολογικών δεδομένων, προσδιορίζουν ηλικία κατωτέρου Σενωνίου. Ο STEUBER (1993) μελετώντας τα Hippuritidae προσδιορίζει Τουρώνιο ηλικία, ενώ αργότερα (1995), την επεκτείνει μέχρι το Κονιάσιο.

Η παρούσα μελέτη έχει σχοπό να συνδυάσει μαχροπαλαιοντολογικά και μιχροπαλαιοντολογικά δεδομένα για τον αχριβέστερο προσδιορισμό της ηλικίας της ανωχρητιδικής επίκλυσης στην περιοχή.

2. ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΟΜΗΣ

Η τομή ελήφθη στην περιοχή "Μαρμέικο", σε ένα παλιό λατομείο και συνεχίστηκε κατά μήκος ενός αγροτικού δρόμου στην πλαγιά του όρους Πτώον.

Το υπόβαθρο της σειράς αποτελείται από ανωιουρασικούς ωολιθικούς ασβεστολίθους, σε καρστικά έγκοιλα των οποίων απαντούν λατερίτες πλούσιοι σε οξείδια Fe και Ni, που προέρχονται από την αλλοίωση των



Σχ. 1. Στρωματογραφική στήλη και κατανομή των απολιθωμάτων στην τομή Μαρμέικο. 1: ασβεστόλιθος, 2: μαργαϊκός ασβεστόλιθος, 3: ωολιθικός ασβεστόλιθος, 4 : ασβεστόλιθος με κονδύλους πυριτιολίθων, 5: μάργες, 6: λατερίτες, 7: gουδιστές

Fig. 1. Stratigraphical column of Mameiko section and fauna distribution. 1: limestone, 2: marly limestone, 3: oolitic limestone, 4: cherty limestone, 5: marls, 6: laterites, 7: rudists



Σχ. 2. Χαρακτηριστικές μικροφάσεις. Η λευκή γραμμή αντιστοιχεί σε 0.5 mm. a : Pseudocyclammina sphaeroidea GENDROT. b: Ωοσπαρίτης με τρηματοφόρα εντός των ωολίθων. c: Βιομικρίτης με Dasycladaceans, d: Μικροφάση με βελόνες πυριτιοσπόγγων

Fig.2. Carbonate microfacies in the Ptoon section. White klimax represents 0.5mm. a: Pseudocyclammina sphaeroidea GENDROT. b:Biserial foram in oosparitic microfacies. c:Biomicritic facies with Dasycladaceans. d: Silicisponge spiculs.

οφιολίθων. Πάνω σε αυτούς επικάθηται η μελετηθείσα επικλυσιγενής ανωκρητιδική σειρά, η οποία:

Στη βάση της αποτελείται από περίπου 20 μέτρα εναλλαγών ερυθροκίτρινων μαργών, φαιών και ερυθροκίτρινων μαργαικών ασβεστολίθων και φαιών ασβεστολίθων. Βρέθηκε άφθονη μικρο και μακροπανίδα καθώς και το πρώτο ρουδιστοφόρο βιόστρωμα.

Στη συνέχεια 2 αχόμη φουδιστοφόφα βιοστρώματα, εναλλάσσονται με βιοχλαστικούς ασβεστολίθους. Η πεφιεχόμενη πανίδα απεικονίζεται στο Σχ.1. Μικφοσχοπική εξέταση λεπτοτομών των ασβεστολίθων και μαφγαικών ασβεστολίθων έδωσε βιομικρίτες, βιοσπαφίτες, βιομικφοσπαφίτες με άφθονα μικφοαπολιθώματα. Πφοσδιοφίστηκαν Pseudocyclammina sphaeroidea GENDROT (Fig2/1), Cuneolina pavonia d'ORBIGNY, Dicyclina schlumbergeri MUNIER-CHALMAS, Pseudonummoloculina sp., Baccinella irregularis RADOICIC, Miliolidae, Trochamminidae, Textulariidae, Ophthalmidiidae, τομές από γαστεφόποδα cf. Nerinea, από δίθυφα, οστφαχώδη και Dasycladacea. Στους ανώτεφους οφίζοντες της ακολουθίας αυτής απαντούν ωοβιοσπαφίτες (Fig2/2) με την ίδια πεφιεχόμενη μικφοπανίδα.



Fig.3. Rudist biostrom

Στη συνέχεια η σειφά εμπλουτίζεται σε μαργαικές ενδιαστφώσεις που εναλλάσσονται με ασβεστολίθους με κονδύλους πυφιτιολίθων. Η μικροπανίδα είναι πτωχότεφη αν και απαντούν τα ίδια απολιθώματα. Στα ανώτεφα στφώματα υπεφέχουν τα Dasycladacea (Fig 2/3), βελόνες πυφιτιοσπόγγων (Fig.2/4), θραύσματα δε Pouδιστών, σχηματίζουν στφώσεις κογχυλιάτου λίθου.

3. ΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΚΕΣ ΚΑΙ ΒΙΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ

3.1. ΜΙΚΡΟΑΠΟΛΙΘΩΜΑΤΑ

Ολόκληφη η μελετηθείσα επικλυσιγενής ακολουθία χαρακτηρίζεται από τη σταθερή και σε αφθονία παρουσία του τρηματοφόρου *Pseudocyclammina spaeroidea* GENDROT 1968. Απαντούν τόσο περιελιγμένες, όσο και εκτυλισσόμενες στη συνέχεια μορφές (Fig2/1). Η στρωματογραφική εξάπλωση του τρηματοφόρου αυτού δίδεται από τις GENDROT (1968) και LUPERTO SINNI (1976) ως Σαντονίου, ενώ η DROBNE (1979) την επεκτείνει στο Καμπάνιο. Οι SRIBAR & PLENICAR (1990) δημιουργούν μια βιοζώνη με *Pseudocyclammina* sphaeroidea στο Κονιάσιο - κατώτερο Σαντόνιο της Σλοβενίας.

Στην Ελλάδα, οι ΧΡΙΣΤΟΔΟΥΛΟΥ & ΤΣΑΙΛΑ - ΜΟΝΟΠΩΛΗ (1975) την αναφέρουν στο ανώτερο Κενομάνιο - Τουρώνιο της ζώνης Ανατολικής Ελλάδας, η ΤΣΑΙΛΑ - ΜΟΝΟΠΩΛΗ (1977) στο κατώτερο Σενώνιο της ζώνης Τριπόλεως στην Πελοπόννησο, ο FLEURY (1980) από το Τουρώνιο μέχρι το ανώτερο Σαντόνιο της ζώνης Γαβρόβου - Τριπόλεως.

Ο συγγραφέας αυτός δημιουργεί για τα ιζήματα της πλατφόρμας αυτής μια βιοζώνη με Pseudocyclammina sphaeroidea (CsB3) ηλικίας Τουρωνίου - κατωτέρου Σαντονίου, σε συνδιασμό δε με την παρουσία της Murgella lata ή της Keramosphaera tergestina τη βιοζώνη CsB4 ηλικίας ανωτέρου Σαντονίου. Η ZAMBETAKIS -LEKKAS (1988) την αναφέρει στο κατώτερο Σαντόνιο της περιοχής Βυτίνας, πάνω από τον ορίζοντα ανάδυσης του ανωτέρου Κενομανίου, ενώ οι ZAMBETAKIS - LEKKAS & ALEXOPOULOS (1998), την βρίσκουν στο ανώτερο Σαντόνιο της ζώνης Τριπόλεως στην Κρήτη, συνοδευόμενη από Keramosphaera tergestina, Cuneolina gr. pavonia, Accordiella conica, Thaumatoporella parvovesiculifera, Orbitolinidae, Moncharmontia sp., Rotorbinella scarsellai, Dicyclina schlumbergeri, Nummoloculina sp., Baccinella irregularis, Scandonea mediterranea, Ophthalmidiidae, εχινόδερμα και γαστερόποδα.

3.2. ΡΟΥΔΙΣΤΕΣ

Η μελετηθείσα πεφιοχή υπάρχει σημαντικός αφιθμός Ρουδιστών, που αντιπροσωπεύονται κύφια από τις οικογένειες Hippuritidae και Radiolitidae και κατά θέσεις συναντώνται επίσης αντιπρόσωποι της οικογένειας Requieniidae, που είναι αφθονότεφοι στη βάση της σειφάς επίκλυσης, όπου σχηματίζουν βιοκατασκευές (βιοστρώματα)(Fig.3).

Τα είδη, που είναι πάντοτε παφόντα μεταξύ των Hippuritidae είναι τα Vaccinites sulcatus και V. praesulcatus και μεταξύ των Radiolitidae τα Radiolites sauvagesi. Ενώ όλα τα είδη είναι μονήφη μέσα στις θανατοκοινότητες, τα V.sulcatus και V.praesulcatus σχηματίζουν μεταξύ τους μικρές βιοκατασκευές ως ανθοδέσμες (σπάνια παφατηφήθηκαν μικτές βιοκατασκευές με V.sulcatus και V.praesulcatus), που δεν είναι ποτέ στη θέση ζωής. Στη στφωματογραφική σειφά δε παφατηφήθηκε Ρουδιστές να σχηματίζουν αληθινούς υφάλους. Αλλοι οργανισμοί, που αφθονούν στη βάση της σειράς (βιόστρωμα 1) και αντιπροσωπεύονται είτε από επιχρίουσες και ογκώδεις μορφές (Ποροφόρα), προσκολλημένες στο υπόστρωμα, είτε από μονήρεις (Nerinea από τα Γαστερόποδα και Ασβεστοφύκη)μπορούν να χαρακτηριστούν ως υφαλογόνοι. Τα ανευρεθέντα Σκληρακτίνια αν και είναι υφαλογόνα, σπανίζουν και προέρχονται από σχηματισμούς patch-reef. Στους ανώτερους ορίζοντες (βιόστρωμα 3) παρατηρήθηκαν βιοκατασκευές με μεγάλους Vaccinites των ειδών V. gosaviensis, V. vredenburgi, V.taburnii και V. cornuvaccinum gaudryi. Τέλος στη κορυφή του νηριτικού σχηματισμού κυριαρχούν οι οικογένειες Requieniidae και Radiolitidae, ενώ εξαφανίζεται η οικογένεια Hippuritidae.

Μεταξύ των ειδών, που προσδιορίστηκαν είναι: 1. Από την οικογένεια Hippuritidae : Vaccinites sulcatus DEFRANCE, V. praesulcatus DOUVILLI, V. boehmi DOUVILLI, V. vredenburgi KáHN, V. cornuvaccinum gaudryi (MUNIER-CHALMAS) KáHN, V. taburnii GUISCARDI, V. gosaviensis DOUVILLI ; 2. Από την οικογένεια Radiolitidae : Radiolites sauvagesi D'HOMBRES-FIRMAS, R. mamillaris MATHERON, R. aurigerensis MUNIER-CHALMAS, R. angeiodes PICOT DE LAPEIROUSE, R. radiosus D'ORBIGNY, R. aff. galloprovincialis. Η συγκέντωση των Ρουδιστών δείχνει ηλικία Α. Σαντώνιου. (Πίν.1).

ΠΙΝ.Ι. Στρωματογραφικές εξαπλώσεις των μελετηθέντων Ρουδιστών PL.1. Stratigraphical distributions of the studied Rudists. Al :Άλβιο, Ce :Κενομάνιο, Tu :Τουρώνιο Co :Koνιάσιο, Sa :Σαντώνιο, Ca :Καμπάνιο, Ma :Μαιστρίχτιο.



3.3. ПОРОФОРА

Στη παρούσα μελέτη προσδιορίστηκαν 9 είδη Ποροφόρων (Πυριτιόσπογγοι, Demospongea και Hyalospongea), που ανήκουν στις τάξεις Tetraxonia (Homalodora tuberosa SCHRAMMEN, Siphonia cf. tubulosa (ROEMER)) και Triaxonia (Aphrocallistes alveolites (ROEMER), Aphrocallistes coronatus MALECKI, Becksia augustae SHRAMMEN, Becksia ojcoviensis MALECKI, Coeloptychium deciminum ROEMER, Etheridgea korzkivicensis MALECKI, Plocoscyphia communis MORET). Από τις στρωματογραφικές εξαπλώσεις των προσδιορισθέντων 9 ειδών των Ποροφόρων προκύπτει ότι η πλειονότητα είναι ηλικίας Σαντωνίου(Πίν.2). Τα Ποροφόρα της τομής Μαρμέικου βρέθηκαν μέσα στους μαργαικούς ασβεστολίθους του Βιοστρώματος 1.

Η ταξινόμηση των Ποροφόρων στηρίζεται στις εργασίες των SCHRAMMEN (1910-12), HURCEWICZ, Η. (1968,1989), KHMILEVSKY (1969), MALECKI (1978).

3.4. ΣΚΛΗΡΑΚΤΙΝΙΑ

Η ταξινόμηση των Σκληρακτινίων στηρίζεται στις εργασίες των ALLOITEAU (1957), και MORYCOWA (1989).

Τα προσδιορισθέντα είδη Σκληρακτινίων ανήκουν στις οικογένειες: Synastreidae (Valliculastraea jauberti ALLOITEAU), Placocoeniidae (Columnocoenia lamberti ALLOITEAU), Amphiastreidae (Lochmaeosmilia (Eunomia) cf. radiata LAMOUROUX.

Τα μελετηθέντα Σκληρακτίνια αντιπροσωπεύονται από ερματυπικές μορφές, που είναι δείκτες παλαιοπεριβάλλοντος (ρηχά νερά, διαυγή και φωτόλουστα, θερμοκρασία 22° με 26C, τροπικό-υποτροπικό κλίμα).

PORIFERA	Al	Ce	Tu	Co	Sa	Ca	Ma
Aphrocallistes alveolites MAL.					*	*	*
Aphrocallistes coronatus MALECKI					*		
Becksia augustae SCHRAMMEN				*	*	*	*
Becksia ojcoviensis MALECKI					*		
Coeloptychium deciminum ROEMER				*	*	*	
Etheridgea korzkievicensisMAL.					*		
Homalodora tuberosa SCHRAMMEN				*	*	*	*
Plocoscyphia communis MORET	*	*			*		
Siphonia cf. tubulosa (ROEMER)		14 A	*	*	*	*	*

ΠΙΝ. 2. Στοωματογοαφικές εξαπλώσεις των μελετηθέντων Ποοοφόοων Pl.2. Stratigraphical distributions of the studied Porifera

4. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η ηλικία της ανωχερητιδικής επίκλυσης,στην περιοχή μελέτης προσδιορίζεται τόσο από τα μικροαπολιθώματα όσο και από τους Ρουδιστές και τους Σπόγγους ως Σαντόνια.

Επιβεβαιώνεται με τον τρόπο αυτό, η διαχρονικότητα της επίκλυσης στην αναδυμένη πελαγονική πλατφόρμα s.l. και το επ'αυτής επωθημένο οφιολιθικό κάλυμμα. Η διαχρονικότητα αυτή είχε ήδη υπογραμμιστεί από τους AUBOUIN et al. (1960). Οι συγγραφείς χρονολογούν τη βάση της επικλυσιγενούς σειράς βάσει μακρο και μικροαπολιθωμάτων κατά θέσεις κενομάνια, ανωτέρου Σαντονίου – κατωτέρου Καμπανίου, ή καμπάνια.

Στη συνέχεια η διαχρονικότητα αυτή διευρύνεται ακόμη περισσότερο από τις μελέτες διαφόρων ερευνητών: Οι KALLERGIS & ALBANTAKIS (1970) στην περιοχή Καλαμπάκας – Τρικάλων αναφέρουν ανωιουρασική ηλικία των επικλυσιγενών ασβεστολίθων, ενώ οι BRUNN et al. (1972) δίνουν μεσοιουρασική ηλικία στους σσβεστολίθους που επίκεινται επικλυσιγενώς των οφιολίθων στη ΒΑ πλευρά του Βούρινου. MAVRIDIS et al. (1979) στην ίδια περιοχή αναφέρουν ανωιουρασική ηλικία της βάσης της επικλυσιγενούς επί των οφιολίθων σειράς. BIGNOT, FLEURY & GUERNET (1973)στην κεντρική Εύβοια χρονολογούν ως κενομάνια τη βάση της επικλυσιγενούς σειράς. CLEMENT & FERRIERE (1973) προσδιορίζουν Άπτιο-Άλβιο στη βάση της επικλυσιγενούς σειράς επί ανωιουρασικών ασβεστολίθων στην περιοχή της Αλιάρτου, Κενομάνιο πάνω σε ανωτριαδικούς ασβεστολίθους της Ελευσίνας, Κονιάσιο πάνω σε μεσοτριαδικούς ασβεστολίθους και σχιστολίθους του Περμίου βόρεια της Πάρνηθας. ΣΚΑΡΠΕΛΗΣ & ΖΑΜΠΕΤΑΚΗ-ΛΕΚΚΑ (1998), χρονολογούν ως κενομάνια – κατωτάτου τουρωνίου την επίκλυση επί σιδηρονικελιούχων μεταλλευμάτων προερχομένων από την αλλοίωση οφιολιθικών πετρωμάτων σε περιοχές κεντρικής Εύβοιας και Βοιωτίας.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- AUBOUIN J., BRUNN J.H., CELET P., DERCOURT J., GODFRIAUX I., MERCIER J., LYS M., MARIE P., NEUMANN M., SIGAL J., & SORNAY J. (1960). Le Crétacé supérieur en Grèce. *Bull. Soc. Geol. Fr.* (7), II, 452-469.
- BIGNOT G., FLEURY J.J.& GUERNET C. (1973). Sur la stratigraphie du Crétacé supérieur et du flysch en Eubée moyenne (zone pélagonienne, Grèce). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XIII, 1971, n⁰ 5-6, 484-489.
- BIGNOT, G. & C. GUERNET (1967). L'âge de la transgression du Crétacé supérieur de Larimna, au Nord des lacs thébains (Grèce). *Rev. Micropaléont.*, 10, 4, 43-60.
- BRUNN J.H., FAUGERES L. & ROBERT P. (1972). Une nouvelle série du Jurassique moyen Crétacé inférieur, surmontant les ophiolithes dans le detroit de Kozani (Macédoine, Grèce). C.R.Som. Soc.géol.Fr., 26-28, 1972, Paris.
- CHRISTODOULOU, G. & TSAILA-MONOPOLIS, S. (1975). Eastern Hellenic zone microfacies. National Institute of Geol. and Geoph. Research, Geol. and Geoph. Res., XVII/1, Athens.
- CLEMENT B.& FERRIERE J.(1973). La phase tectonique Anté-Crétacé supérieur en Grèce continentale. C. R. Acad. Sc. Paris, 276, 481-484.
- DROBNE, K. (1979). Senonian Keramosphaerina tergestina (STACHE). Excursion Postojna. 16th European Micropaleontological Colloquium. Ljubljana, 1979, 243-246.

- FLEURY, J.J. (1980). Les zones de Gavrovo Tripolitza et du Pinde Olonos (Grèce continentale et Peloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin. Thèse d'Etat. Soc. Géol. du Nord, Publ. nº 4, 2vol. 650p. Lille.
- GENDROT, C.(1968). Stratigraphie et micropaléontologie du Senonien de la region des Martigues près de Marseille (bouches du Rhône). *Eclogae géol. Helvetiae*, 61/2, 657-694, Bâle.
- HURCEWICZ, H. (1968).- Siliceous sponges from the upper Cretaceous of Poland. Part II. Monaxonia and Triaxonia. *Acta Palaeont. Polon.* vol. XIII, No 1, 3-118, Warszawa.
- HURCEWICZ, H. (1989). Porifera. Geology of Poland. III. Atlas of guide and characteristic fossils. Part 2c. Mesozoic (Cretaceous). *Edit. L. Malinowska. Geol. Inst.*, 1-422, Warszawa.
- KHMILEVSKY, Z.I. (1969). Some Triaxones (Porifera) species Senomanian deposits near Gorodenka. *Paleont. zbornik.*, 6, fasc. 2, 19-31, Lwow.
- LUPERTO SINNI, E.(1976). Microfossili senoniani delle Murge. Riv. Ital. Paleont., 82/2, 293-416, Milano.

MALECKI, J. (1978). Gabki kredowez Korzkwi pod Krakowem. Wszechswiat, 7-8.

- MAVRIDIS Á., SKOURTSIS-CORONEOU V., TSAILA-MONOPOLIS S. (1979) Contribution to the Geology of Subpelagonian Zone (Vourinos Area, West Macedonia). Proceedings of VI Coll. on the Geology of the Aegean Region, 1, 175-195 Athens 1977.
- MOORE, R.C. (1969). Treatise on invertebrate Paleontology. Part N, Mollusca 6,2, 749-817.
- NOETH, L. (1931). Beitrag zur Geologie und paläntologie Mittelgriechenlands. N. jb. Min. Beil., 60, 131-166, Stuttgart.
- ROEMER, F. A. (1841). Die Vesteinerrungen des Norddeutschen Kreidegebirges. Palaeontographica, 13.
- SCHRAMMEN, A. (1910-12). Die Kieselspongien der oberen Kreide von Nordwestdeutschschland. Teil. 1, 2. *Palaeontographica*, suppl. 5.
- ΣΚΑΡΠΕΛΗΣ Ν. & ΖΑΜΠΕΤΑΚΗ ΛΕΚΚΑ Α. (1998). Τα πυριτικά πετρώματα εντός των κρητιδικών κοιτασμάτων ιζηματογενών νικελιούχων σιδηρομεταλλευμάτων Εύβοιας και Βοιωτίας: πετρογραφικά – στρωματογραφικά δεδομένα και μια νέα ερμηνεία προέλευσης. Πρακτ. 8^{τον} Διεθνούς Συνεδρίου, Πάτρα 1998, Δελτ. Ελλην. Γεωλ. Εταιρ., ΧΧΧΙΙ/3, 115-124.
- SRIBAR, L, & PLENICAR, M. (1990). Upper Cretaceous assembage zones in southwestern Slovenia. Geologija, 33, 171-206, Ljubljana.
- STEUBER, T. (1993). Hippuritiden aus dem Turon des Ptoon-Gebirges, Mittelgriechenland. N.jb. Geol. Paläont. Abh., 190, 1, 37-55, Stuttgart.
- STEUBER, T. (1995). Die Rudisten aus der Kreide Böotiens. Habilitationsschrift. Köln April 1995.
- TSAILA-MONOPOLIS, S. (1977). Micropaleontological and Stratigraphical study of the Tripolitza (Gavrovo) zone in Peloponnesus. National Institute of Geol. and Geoph. Research, Geol. and Geoph. Res. XV/1, Athens
- ZAMBETAKIS LEKKAS, A. (1988). Biostratigraphie de la série crétacée de la zone de Tripolitza dans le massif de Mainalon (Péloponnèse central, Grèce). *Révue de Paleobiologie*, vol. Spec. nº 2, Benthos'86, 477-482.
- ZAMBETAKIS LEKKAS, A. & ALEXOPOULOS A. (1998). Upper Santonian carbonate sediments of the Tripolitza Platform in central Crete (Kalo Chorio Section). Proceedings of the 8th International Congress, Patras, May 1998, Bull. of the Geol. Soc. Of Greece, XXXII/2, 85-92.



Η ΣΥΜΒΟΛΗ ΤΩΝ ΟΙΚΟΖΩΝΩΝ ΣΤΗΝ ΟΙΚΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ. ΠΑΡΑΔΕΙΓΜΑ Η ΠΛΕΙΟ- ΠΛΕΙΣΤΟΚΑΙΝΙΚΗ ΛΕΚΑΝΗ ΜΑΓΟΥΛΑΣ- ΚΑΡΑΤΟΥΛΑ (ΗΛΕΙΑ, ΒΑ ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΣ)*

A. ΣΙΝΕΚΟΓΛΟΥ¹, Α. ΜΑΡΚΟΠΟΥΛΟΥ-ΔΙΑΚΑΝΤΩΝΗ² & O. DRAGASTAN³

ΣΥΝΟΨΗ

Στην εργασία αυτή επισημαίνεται η συμβολή των οικοζωνών στην οικοστρωματογραφία και προτείνονται 15 οικοζώνες για τη λεκάνη Μαγούλας- Καράτουλα, που προέκυψαν απο τη μελέτη των συγκεντρώσεων των απολιθωμάτων σε μιά σειρά γεωτρήσεων στα Πλειο- Πλειστοκαινικά ιζήματά της (M1, M2, M3, M4, M6, M10), που πραγματοποιήθηκαν από το I.Γ.Μ.Ε.

ABSTRACT

In this paper is marked the contribution of the Ecozones to the Ecostratigraphy. As an example we use the drillings (M1, M2, M3, M4, M6, M10) coming from the Plio- Pleistocene basin of the Magoula- Karatoulas (Pyrgos, Peloponnesus). Based on the detailed stratigraphical and paleoecological studies of the postalpine sediments (VAGIAS et al. 1995) of the formation of Vounargo (HAGEMAN 1977, 1979 & KAMΠΕΡΗΣ 1987) we attempt to define 15 ecozones, as it is understood the layer or the whole of the layers, which is characterized by an association of fossils (at the level of species, genus or family). The Ecozone reflects the evolution of a sedimentary basin from the bathymetrical point of view as well as the transgressions and the regressions. The Ecozones are often related with the curve of the change of the sea level. The transgression is characterized by the rich fossil associations (species and individuals), while the regression is characterized by a diminution of species and individuals. There are also 11 white spots, which can not be enclosed in Ecozones. They are observed in the drillings M2, M3, M4, M6 and M10.

KEY WORDS: Ecozones, white spots, Plio-pleistocene, basin Magoula- Karatoulas, Ilia, Peloponnissos. ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Οικοζώνες, λευκά διαστήματα, Πλειο- Πλειστόκαινο, λεκάνη Μαγούλας- Καράτουλα, Ηλεία, Πελοπόννησος.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η λεκάνη Μαγούλας -Καράτουλα αποτελεί τμήμα του βυθίσματος του Πύργου, το οποίο διαχωρίστηκε τεκτονικά κατά το Νεογενές οδηγώντας στην δημιουργία περισσότερων τεμαχών λεκανών με ανεξάρτητη εξέλιξη, και βρίσκεται 11 km BA του Πύργου.

Από γεωμορφολογική άποψη η περιοχή είναι σχεδόν επίπεδη, με μικρούς λόφους. Οι προνεογενείς σχηματισμοί, οι οποίοι αποτελούν το υπόβαθρο της λεκάνης, καλύπτονται από τα Νεογενή ιζήματα του σχηματισμού του Βούναργου, καθώς και από ολοκαινικές αποθέσεις και ιζήματα που ανήκουν στην ανώτερη κάτω αναβαθμίδα, στα οποία προστίθενται και κάποιες αλλούβιες αποθέσεις.

Μελέτες έχουν γίνει κατά καιφούς από διάφοφους εφυνητές γιά τα μεταλπικά ιζήματα της ΒΔ Πελοποννήσου. Αναφέφουμε ενδεικτικά τις παφακάτω εφγασίες: MITZOPOULOS 1940, ΚΑΡΑΓΕΩΡΓΙΟΥ 1951, GIANOTTI 1953, DAVI 1957, PARASKEVAIDIS et al. 1966, CHRISTODOULOU 1971, HAGEMAN 1977, 1979, STREIF 1978 & 1982, ΚΑΜΠΕΡΗΣ 1987, ΒΑΓΙΑΣ 1987, 1988, 1994, FRYDAS 1989, MOUNTZOS 1992, FERNANDEZ-GONZALES et al. 1994, ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ 1994, VAGIAS et al. 1995.

^{*} THE CONTRIBUTION OF THE ECOZONES TO THE ECOSTRATIGRAPHY. AS AN EXAMPLE THE PLIO-PLEISTOCENE BA-SIN OF MAGOULA-KARATOULAS (ILIA,NE PELOPONNISSOS)

^{1.} Αχιλλέως 13, 152 31, Χαλάνδρι, Αθήνα.

^{2.} Γεωλογικό Τμήμα Παν/μίου Αθηνών, Πανεπιστημιούπολη Ζωγράφου, 157 84, Αθήνα.

^{3.} Univ. of Bucharest, Dept. of Geology and Paleontology, Bd. N. Balescu 1, 70 111 Bucharest, Romania.

2. ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ

Η πεφιοχή μελέτης ανήκει στον σχηματισμό του Βούναγρου (HAGEMAN 1977, ΚΑΜΠΕΡΗΣ, 1987), που καλύπτει το μεγαλύτερο μέρος της λεκάνης και παρουσιάζει το μεγαλύτερο πάχος (τουλάχιστον 400μ)(Εικ. 1, 2). Η μεγάλη εξάπλωσή του υποδηλώνει ομοιομορφία των συνθηκών ιζηματογένεσης κατά την περίοδο απόθεσής του. Την ίδια περίοδο έλαβαν χώρα μη ρυθμικοί κύκλοι επίκλυσης-απόσυρσης. Ο σχηματισμός χαρακτηρίζεται από εναλλαγές αργίλων, άμμων, στρωμάτων κρητίδας και κογχιαλίτη λίθου. Σπάνια εμφανίζονται και κροκαλοπαγή. Οι παραπάνω φάσεις είναι ρηχής θάλασσας, λιμνοθάλασσας, λιμναίες και ποταμο- χειμάριες). Αυτό αποδεικνύεται και από τη μελέτη της μακρο- και μικροπανίδας, βάσει της οποίας έχει δοθεί ανω-Πλειοκαινική ηλικία στον σχηματισμό (VAGIAS et al., 1995).

Στην περιοχή απαντούν επίσης:1)μια ανώτερη κάτω αναβαθμίδα, που εμφανίζεται 1,5-2 μ πάνω από την στάθμη του Αλφειού ποταμού και αποτελείται από χαλίκια, άμμο και ιλυώδη άμμο, με ένα στρώμα αλλουβιακού πηλού με άφθονα απολιθώματα, στην κορυφή, ηλικίας κατώτερο Ολόκαινο, και 2)αλλουβιακές αποθέσεις: χαλίκια και άμμοι σύγχρονων ποτάμιων αποθέσεων.

Υλικό: Το υλικό μελέτης προέρχεται από έξι γεωτρήσεις (M1, M2, M3, M4, M6, M10), που πραγματοποιήθηκαν από το Ι.Γ.Μ.Ε. στα πλαίσια έρευνας για παρουσία λιγνιτών στην περιοχή, οι οποίες διαπερνούν τον σχηματισμό του Βούναργου. (Εικ.1,2). Τα ιζήματα είναι πολύ πλούσια σε πανίδα και φυτικά λείψανα. Προσδιορίστηκαν (VAGIAS et al., 1995) συνολικά 222 είδη, από τα οποία: 55 Γαστερόποδα, 34 Δίθυρα, 4 Σκαφόποδα, 1 Εχινοειδές, 1 Θυσανόποδο, 1 Σκληρακτίνιο, 1 Χαρόφυτο, 2 Βρυόζωα, 2 Ροδόφυτα, 19 Οστρακώδη και 102 Τρηματοφόρα. Με βάση την στρωματογραφική και παλαιοοικολογική μελέτη αυτού του υλικού, καθώς και με παρατηρήσεις, που αφορούν στη λιθολογία, έγινε για πρώτη φορά προσπάθεια καθορισμού οικοζωνών στα Νεογενή ιζήματα της λεκάνης Μαγούλας - Καράτουλα.



Εικ. 1. Περιοχή μελέτης. Fig. 1. The studied area.



Εικ. 2. Γεωλογικός χάφτης της πεφιοχής μελέτης (Ι.Γ.Μ.Ε., φύλλο Ολυμπία, 1: 50.000) απλοποιημένος με τις θέσεις των γεωτρήσεων Μ. 1. Αλλουβιακές αποθέσεις, 2. Ανώτεφη αναβαθμίδα, 3. Σχηματισμός Βούναφγου. Fig. 2. Geological map of the studied area (I.G.M.E., sheet Olympia,1: 50.000, simplified) with the places of the drillings M. 1. Allouvian deposits, 2. Upper terrasse, 3. Formation of Vounargo.

3. 1. ΟΙ ΠΡΟΤΕΙΝΟΜΕΝΕΣ ΟΙΚΟΖΩΝΕΣ (Εικ. 3-4)

Μελετώντας το υλικό των δειγμάτων από τις γεωτρήσεις M1-M4, M6 και M10 στην περιοχή Μαγούλα -Καράτουλα, καθορίστηκαν συνολικά 15 οικοζώνες. Αυτές χαρακτηρίζονται από τις επικρατέστερες ομάδες απολιθωμάτων και υποδεικνύουν ένα συγκεκριμένο περιβάλλον απόθεσης ή κάποιες φορές μεταβατικά στάδια μεταξύ δύο διαφορετικών περιβαλλόντων. Σε γενικές γραμμές πρόκειται για 8 οικοζώνες θαλάσσιου περιβάλλοντος, 5 οικοζώνες υφάλμυρων περιβαλλόντων (δελταϊκά, λιμνοθαλάσσια) και 2 οικοζώνες λιμναίων περιβάλλοντων. Οι 15 αυτές οικοζώνες δεν καλύπτουν στο συνολικό τους βάθος τις έξι γεωτρήσεις, διότι σ΄ορισμένα δείγματα προσδιορίστηκαν μονάχα 1-2 είδη, που δεν είναι χαρακτηριστικά κάποιας φάσης, καθώς επίσης και δείγματα αρκετά απομονωμένα και με υλικό που δεν υποδηλώνει με βεβαιότητα το περιβάλλον απόθεσης.

Αναλυτικά προτείνονται για τις μελετηθείσες γεωτρήσεις οι παρακάτω οικοζώνες:

- Οικοζώνη με Τοηματοφόρα- Εχινοειδή: (Elphidiidae, Globigerinidae, Rotaliidae, Textulariidae). Η οικοζώνη
 αυτή χαρακτηρίζεται από μεγάλες συγκεντρώσεις Τοηματοφόρων και γενικά πλούτο ειδών. Υποδεικνύει
 θαλάσσιο περιβάλλον s.s., μικρού βάθους με σχετικά θερμά νερά, πλούσιο σε χλωρίδα και υπόβαθρο κυρίως
 ιλυώδες-αμμώδες. Εμφανιζεται στις γεωτρήσεις: Μ1 μεταξύ 224,5- 112,6 μ, M2 στα 264,8 μ και μεταξύ
 194,3-192,5 μ, M6 μεταξύ 203,2- 200,6 μ και στα 152,4 μ, M10 μεταξύ 134,6- 93 μ και μεταξύ 47,3- 14,2 μ.
- 2. Οικοζώνη με Εχινοειδή: χαρακτηρίζεται από μικρότερο, σε σχέση με την προηγούμενη, αριθμό ειδών. Υποδεικνύει θαλάσσιο s.s. ρηχό και θερμό περιβάλλον με περισσότερο αδροκλαστικό(χονδρόκοκκο) υπόβαθρο. Εμφανίζεται στις γεωτρήσεις: M6 στα 178,5 μ, M10 στα 68,8 μ.
- 3. Οικοζώνη με Tellinidae- Nassidae: (Tellina(Moerella)donacina, Nassa(Hinia) musiva). Περιέχει μικρό αριθμό ειδών. Υποδηλωνει ρηχό, θαλάσσιο περιβάλλον. Εμφανιζεται στη γεώτρηση M4 και σε βάθος 14,3μ.
- 4. Οικοζώνη με Veneriidae- Naticidae: (Parvivenus widhalmi, Natica sp.). Υπερισχύουν τα θαλάσσια είδη, υπάρχουν ωστόσο και δύο υφάλμυρων υδάτων (Hydrobia syrmica, Rissoia). Αντιστοιχεί σε περιβάλλον

θαλάσσιο s.l. Εμφανίζεται στη γεώτρηση M4 στα 166 μ.

- 5. Οικοζώνη με Cardiidae- Τοηματοφόρα: (Elphidiidae, Globigerinidae, Textulariidae). Χαρακτηρίζεται από μεγάλο αριθμό Τρηματοφόρων. Η παρουσία κάποιων Melanopsidae σε αυτό το περιβάλλον είναι αποτέλεσμα μεταφοράς τους (παρουσιάζονται θραυσμένα και μη προσδιορίσιμα). Η οικοζώνη υποδηλώνει ρηχό, θαλάσσιο περιβάλλον, πλούσιο σε χλωρίδα και με υπόβαθρο ιλυώδες-αμμώδες. Απαντάται στη γεώτρηση M3 και σε βάθος 287 μ.
- 6. Οικοζώνη με Veneriidae- Rotaliidae: (Venus sp., Ammonia beccarii). Χαρακτηρίζεται από την συνύπαρξη θαλάσσιων οργανισμών, οι οποίοι κυριαρχούν, με οργανισμούς λιγότερο ή περισσότερο ανθεκτικούς στη μείωση της αλμυρότητας. Αντιστοιχεί σε θαλάσσιο περιβάλλον s.l. Εμφανίζεται στις γεωτρήσεις: M6 στα 212,5 μ, M10 μεταξύ 141- 140 μ.
- 7. Οικοζώνη με Cardiidae- Hydrobiidae- Rotaliidae: (Cardium sp., Hydrobia syrmica, Ammonia beccarii). Χαρακτηρίζεται από την κυριαρχία τόσο σε είδη όσο και σε άτομα- των θαλάσσιων ειδών, αλλά και από τη ταυτόχρονη παρουσία οργανισμών, που στο σύνολό τους υποδηλώνουν χαμηλές αλμυρότητες (λιμναίοι-υφάλμυροι). Η οικοζώνη αυτή αντιπροσωπεύει το μεταβατικό, από ένα κανονικής αλμυρότητας σε ένα υφάλμυρο, περιβάλλον (δελταϊκό ή/και ζώνη εκβολής ποταμού). Εμφανίζεται στις γεωτρήσεις: Μ1 μεταξύ 236,5- 235,5 μ, Μ4 στα 108,5 μ, Μ6 μεταξύ 94,6- 85,4 μ.
- 8. Οικοζώνη με Veneriidae- Hydrobiidae: (Parvivenus widhalmi, Hydrobia syrmica). Υποδηλώνει περιβάλλον όμοιο με αυτό της προηγούμενης οικοζώνης. Εμφανίζεται στη γεώτρηση M2 σε βάθος 218,9 μ.
- 9. Οικοζώνη με Hydrobiidae- Neritidae- Rotaliidae: (Hydrobia syrmica, Theodoxus micans, Ammonia beccarii). Χαρακτηρίζεται από την αποκλειστική παρουσία των τριών αυτών οικογενειών. Αντιστοιχεί σε υφάλμυρο περιβάλλον και απαντάται στη M2 γεώτρηση σε βάθος 109,3 μ.
- **10. Οικοζώνη με Bithyniidae- Neritidae:** (Bithynia sp., Theodoxus sp.). Περιβάλλον όμοιο με της προηγούμενης οικοζώνης, εμφανίζεται στη γεώτρηση **M2** στα 211 μ.
- 11. Οικοζώνη με Hydrobiidae-Cardiidae:(Hydrobia sp., Cardium sp.).Χαρακτηρίζεται από ανάμειξη ειδών υφάλμυρων-γλυκών υδάτων με άλλα θαλάσσια και ευρύαλα, στην οποία όμως υπερισχύουν σαφώς τα πρώτα. Υποδηλώνει μετάβαση από υφάλμυρο σε θαλάσσιο περιβάλλον (δελταϊκό ή/και ζώνη εκβολής ποταμού στην θάλασσα). Εμφανίζεται στις γεωτρήσεις: M1 μεταξύ 271,5- 241,3 μ και μεταξύ 70,8- 59,5 μ, M2 στα 164,5μ και στα 106,2μ, M3 μεταξύ 54,7- 18,8μ.
- 12. Οικοζώνη με Hydrobiidae- Melanopsidae- Rotaliidae: (Hydrobia syrmica, Melanopsis nodosa, Ammonia beccarii). Χαρακτηρίζεται από συγκεντρώσεις με λιγα μόνο είδη, αλλά πολλά άτομα, που ανήκουν σχεδόν αποκλειστικά στις τρείς αυτές οικογένειες. Αντιστοιχεί σε υφάλμυρα περιβάλλοντα και εμφανίζεται στη γεώτρηση M2 μεταξύ 81,5- 32 μ.
- 13. Οικοζώνη με Rissoidae- Cardiidae: (Rissoa angulata, Cardium (Papillicardium) papillosum). Χαφακτηφίζεται από υπεφοχή του είδους Rissoa sp. σε συνύπαφξη με θαλάσσια και ευφύαλα είδη. Ειναι δείκτης μεταβατικού πεφιβάλλοντος, από υφάλμυφο σε θαλάσσιο (δελταϊκό ή/και ζώνη εκβολής ποταμού). Εμφανίζεται στη γεώτφηση M6 στα 217 μ και στα 51,6 μ.
- 14. Οικοζώνη με φυτικά λείψανα- Οστρακώδη: Χαρακτηριστικό της η απουσία οποιασδήποτε άλλης κατηγορίας απολιθωμάτων. Το γεγονός οτι στο βάθος στο οποίο προσδιορίστηκε η οικοζώνη αυτή συναντούμε σχεδόν αποκλειστικά φυτικά λείψανα, καθώς και το οτι τα Οστρακώδη υπολλείπονται σε στολισμό μας οδηγεί στο συμπέρασμα ότι το περιβάλλον ήταν λιμναίο. Η οικοζώνη αυτή εμφανίζεται στη γεώτρηση M2 και σε βάθος 7,5 μ.
- 15. Οικοζώνη με φυτικά λείψανα- Cyprideis torosa- Lithophyllum racemus- Bithyniidae: Εδώ όλοι οι οργανισμοί υποδηλώνουν υφάλμυρα έως γλυκά ύδατα, με εξαίρεση το L. racemus το οποίο είναι δείκτης κανονικού θαλάσσιου περιβάλλοντος. Σύμφωνα με την εργασία των MARCOPOULOU- DIACANTONI, et al.(1990) το είδος αυτό δείχνει συχνά το τελευταίο στάδιο κλεισίματος μίας λεκάνης, με φάσεις μετάβασης μεταξύ θαλάσσιου και υφάλμυρου περιβάλλοντος. Η οικοζώνη αυτή εμφανίζεται στη γεώτρηση M1 σε βάθος 13 και 36,7μ.

3. 2. $\Delta IA\Sigma THMATA$ TA ONOIA ΔEN MNOPOYN NA $\Sigma YMNEPIAH \Phi \Theta OYN \Sigma E OIKOZ \Omega NE \Sigma$ (WHITE SPOTS) (Eix. 3-5)

1. ΓΕΩΤΡΗΣΗ Μ2

W.S.1 (δείγμα από τα 196,7μ): βρίσκεται στη βάση ενός στρώματος πλαστικής άργιλου, αμέσως μετά από έναν λιγνιτικό ορίζοντα. Απέχει 14,3μ από την αμέσως προηγούμενη οικοζώνη (υφάλμυρου περιβάλλοντος), μέσα στα οποία υπάρχουν δύο στρώματα, από τα οποία δεν έχει γίνει δειγματοληψία. Στο ίδιο στρώμα άργιλου και 2,4μ πιο πάνω, αρχίζει η οικοζώνη με Τρηματοφόρα-Εχινοειδή η οποία είναι θαλάσσιου περιβάλλοντος. Η

πανίδα αυτού του δείγματος είναι, γενικά, φτωχή. Η ταυτόχρονη παρουσία φυτικών λειψάνων και A. beccarii (Rotaliidae) μας οδηγεί στην σκέψη ότι το περιβάλλον απόθεσης ήταν παρόμοιο (ως φάση) με το προηγούμενο, αλλά την ίδια στιγμή έχουμε και δύο οικογένειες (Cardiidae, Ostreidae), οι οποίες υποδηλώνουν θαλάσσια περιβάλλοντα δείχνοντας ομοιότητες με την επόμενη οικοζώνη.

	TEO	грнхн м1	
Ηλικία	Βάθος (m)	Περιβάλλον	Οικοζώνη
	-13	-	15
ΜΕΣΟ-		Αιμνο-	15
ΑΝΩΤΕΡΟ	-36,7		
ΠΛΕΙΟ ΚΑΙΝΟ- ΠΛΕΙΣΤΟ	-59,5 -70,8	Υφάλμυρο προς θαλάσσιο	11
-			
KAINO			
	-112,6		
MEZO-		Θαλάσσιο	1
ΑΝΩΤΕΡΟ		s. s.	
UVEIO-			
KAINO	-224 5		
IMEIO-	-235.5	0-24	
KAINO;		Baradolo	1
		Υφάλμυρο	
	-236,5		
	-271,5	Υφάλμυρο προς θαλάσσιο	11
	-301		

Егх. 3.	010	Οιχοζώνες	και τα	white	spots	των	γεωτρήσεων	M1,	M4.
---------	-----	-----------	--------	-------	-------	-----	------------	-----	-----

ΓΕΩΤΡΗΣΗ Μ4							
Ηλικία	Βάθος (m)	Περιβάλλον	Οι κοζώ νη				
	-14,3 -24,3	Θαλάσσιο	3 w.s. 5				
ПЛЕІО-	100 5	Θαλάσσιο	7				
KAINO-	-108,5	σρος υφάλμυρο					
KAINO	-139		w.s. 6				
	-166	Θαλάσσιο s.l	4				
	-219						

Fig. 3. The Ecozones and the white spots of the drillings M1, M4.

W.S.2 (δείγμα από τα 130,5μ): βρίσκεται μέσα σε άργιλους, περιλαμβάνει ένα μόνο είδος (Bithynia sp.), είναι πολύ απομονωμένο και θεωρούμε ότι δεν επιτρέπει τον προσδιορισμό οικοζώνης.

2. ΓΕΩΤΡΗΣΗ Μ3

W.S.3 (δείγμα από τα 150,5μ): προέρχεται από στρώμα άργιλου με παρεμβολές ιλύος. Προσδιορίστηκε μόνο το είδος Α. Beccarii, ενώ τα υπάρχοντα Naticidae είναι θραυσμένα και μη προσδιορίσιμα.

W.S.4 (δείγμα από τα 148,7μ): προέρχεται από το ίδιο -με του προηγούμενου δείγματος- στρώμα και σε αυτό συναντούμε Οστρακώδη μη προσδιορίσιμα, τα οποία κατ'επέκταση δεν μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τον καθορισμό του περιβάλλοντος απόθεσης.

W.S.5 (δείγμα από τα 134,6μ): προέρχεται από το ίδιο στρώμα με τα προηγούμενα δύο δείγματα και το μόνο προσδιορίσιμο είδος είναι το Lithophyllum racemus.

3. ΓΕΩΤΡΗΣΗ Μ4

W.S.6 (δείγμα από τα 139μ): προέρχεται από στρώμα ασβεστιτικής ιλύος και απέχει 27μ από την προηγούμενη και 30,5μ από την επόμενη οικοζώνη. Με βάση την συνεύρεση των ειδών A. beccarii και Bithynia sp. θα λέγαμε, ότι το περιβάλλον απόθεσης είναι υφάλμυρο (ή έστω χαμηλής αλμυρότητας, τύπου Μαύρης Θάλασσας).

W.S.7 (δείγμα από τα 23,4μ): προέρχεται από αργιλικό στρώμα με αμμώδεις ενδιαστρώσεις, πλούσιο σε φυτικά λείψανα, ελάχιστα operculum του είδους Bithynia sp., θεωρούμε ότι το δείγμα δεν μπορεί να συμπεριληφθεί σε κάποια οικοζώνη.

ΓΕΩΤΡΗΣΗ Μ2				ΓΕΩΤΡΗΣΗ Μ3			
Ηλικία	Βάθος (m)	Περιβάλλον	Οικο- ζώνη	Ηλικία	Βάθος (m)	Περιβάλλον	Οικο- ζώνη
	-7,5 -32	Λιμναίο Υφάλμυρο	12		-18,8	Θαλάσσιο προς υφάλμυρο	11
ΜΕΣΟ- ΑΝΩΤΕΡΟ ΠΛΕΙΟ ΚΑΙΝΟ-	-81,5	Υφάλμυρο	11	ΜΕΣΟ- ΑΝΩΤΕΡΟ ΠΛΕΙΟ ΚΑΙΝΟ-	-54,7		
ΠΛΕΙΣΤΟ- KAINO	-106,2 -109,3	Υφάλμυρο προς Θαλάσσιο	9	NAEIETO- KAINO		-	
	-130,5		w.s.2		-134,6	Υφάλμυρο προς Θαλάσσιο	w.s.5
	-164,5	Υφάλμυρο προς Θαλάσσιο	11		-148.7		w.s.4 w.s.3
	-192,5 -194,3 -196,9	Θαλάσσιο s. s.	1 w.s.1		-150,5		
NAEIO- KAINO	-211	Υφάλμυρο	10		· · · ·		
	-218,9	Θαλάσσιο προς υφάλμυρο	8				
	-264.8	Θαλάσσιο	1		-287	Θαλάσσιο	5
		S. S.					
	-344			L	-328	1	1



4. ΓΕΩΤΡΗΣΗ Μ6

W.S.8 (δείγμα από τα 57,6μ): προέρχεται από το ίδιο στρώμα με αυτό της επόμενης οικοζώνης (πλαστική, ασβεστιτική άργιλος, πλούσια σε φυτικά λείψανα, με λεπτές ενδιαστρώσεις άμμων), ενώ η παρουσία σ'αυτό Rissoidae και φυτικών λειψάνων μας οδηγεί στην σκέψη ότι το περιβάλλον απόθεσης ήταν υφάλμυρο. Αυτό ενισχύεται και από την ύπαρξη λιγνιτικού στρώματος παρακάτω. Ωστόσο στο δείγμα απαντούν και Naticidae, τα οποία, αν και εμφανίζονται θραυσμένα, δεν βλέπουμε από που αλλού μπορεί να προέρχονται.

5. ΓΕΩΤΡΗΣΗ Μ10

W.S.9 (δείγματα από τα 158,8μ/155,5μ/ 149,8μ/148,5μ): προέρχονται από ασβεστιτικές άργιλους με παρεμβολές λιγνιτών τύπου βαρβών (ΒΑΓΙΑΣ, 1987-88). Είναι είτε μη απολιθωματοφόρα, είτε περιέχουν ελάχιστα απολιθώματα, με αποτέλεσμα να μην είναι δυνατός ο προσδιορισμός φάσεων-περιβαλλόντων.

W.S.10 (δείγμα από τα 147,8μ): βρίσχεται στο ίδιο στρώμα με τα προηγούμενα δείγματα, αλλά εδώ η

πανίδα είναι παρόμοια με αυτήν της οιχοζώνης Veneriidae- Hydrobiidae. Επιφυλασόμαστε να εντάξουμε το δείγμα στην συγχεχριμένη οιχοζώνη (μετάβαση από χανονιχής αλμυρότητας περιβάλλον σε υφάλμυρο) διότι μόνο 0,7μ πιο χάτω το περιβάλλον δεν είναι σε χαμία περίπτωση θαλάσσιο.

W.S.11 (δείγματα από τα 141μ/144μ): προέρχονται από τα ίδια με τα παραπάνω δείγματα στρώματα και ενώ περιέχουν λίγα είδη, δεν μπορούμε να μην παρατηρήσουμε τον σημαντικά μεγαλύτερο αριθμό ατόμων σε σχέση με τα προηγούμενα.

	TEQTP	НЕН М6		ΓΕΩΤΡΗΣΗ Μ10				
Ηλικία	Βάθος (m)	Περιβάλλον	Οικο- ζώνη	Ηλικία	Βάθος (m)	Περιβάλλον	Οικο- ζώνη	
ΜΕΣΟ- ΑΝΩΤΕΡΟ	-51,6	Υφάλμυρο προς Θαλάσσιο	13		-14,2	Θαλάσσιο s.s.	1	
IIAEIO- KAINO-	-57,6		w.s.8		-47,3			
	-85,4					s.s.		
KAINO	-94,6	Θαλάσσιο προς μπάλμμος	7	ΜΕΣΟ-	-68,8		2	
		υφαχμυρο		ANQTEPO	-93	Θαλάσσιο	1	
				IIAEIO- KAINO		s.s.		
	-152,4	Θαλάσσιο s.s.	1		-134,6 -141	Θαλάσσιο s.l.	6	
					-144		w.s.11	
	-178,5	Θαλάσσιο s.s.	2		-158,8 -159,3		w.s.10 w.s.9	
	-200,6							
	-203,2	Θαλάσσιο s.s.	1	L	1		I	
	-212,5	Θαλάσσιο	6					
	-217	Υφάλμυρο προς Θαλάσσιο	13					
IIAEIO- KAINO-								
	-300,5							

Eix. 5. Οι Οικοζώνες και τα white spots των γεωτοήσεων M6, M10. Fig. 5. The Ecozones and the white spots of the drillings M6, M10.

4. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Από τον καθορισμό των Οικοζωνών στην μελετηθείσα περιοχή της λεκάνης Μαγούλας- Καράτουλα προκύπτει η σημασία τους για την Οικοστρωματογραφία δηλ. τη στρωματογραφική εκείνη μέθοδο, που βασίζεται στις συγκεντρώσεις των απολιθωμάτων. Ετσι με τον όρο οικοζώνη εννοούμε το στρώμα, ή το σύνολο των στρωμάτων, που χαρακτηρίζεται από μια συγκέντρωση απολιθωμάτων (σε επίπεδο είδους, γένους ή οικογένειας)

η οποία ονομάζεται οιχοτύπος. Ο οιχοτύπος είναι στενά συνδεδεμένος με ένα συγκεχοιμένο παλαιοπεριβάλλον και συγκεκριμένο υπόβαθρο. Μία ακολουθία, που χαρακτηρίζεται από την εξέλιξη της εμπεριεχομένης σ' αυτή πανίδας και που εμπλέχει και την φυλογενετική ερμηνεία των ειδών, γένων ή οικογενειών μπορεί να αποτελεί την οικοακολουθία. Η οικοζώνη αντικατοπτρίζει την εξέλιξη μιας ιζηματογενούς λεκάνης από βαθυμετρική άποψη και από αυτή των επικλύσεων και αποσύρσεων. Οι οικοζώνες συσχετίζονται, συνήθως, με την χαμπύλη μεταβολής της στάθμης της θάλασσας. Η επίχλυση γαραχτηρίζεται από συγχεντρώσεις πλούσιες τόσο σε αριθμό ειδών όσο και ατόμων, ενώ η απόσυρση χαρακτηρίζεται από μείωση και των δύο. Η συμμετοχή του λιθολογικού παράγοντα συνεισφέρει στη περιγραφή διαφόρων ιζηματολογικών δομών βιολογικής προέλευσης, βοηθώντας έτσι συνολικά στην αναπαράσταση των παλαιοπεριβαλλόντων. Οι οικοζώνες μπορεί να έχουν είτε ευθύγραμμα είτε χαμπυλωτά όρια, χαι μπορούν να χόβουν τις διαχωριστικές των στρωμάτων επιφάνειες. Επίσης είναι δυνατό να υπάρχουν περισσότερες οικοζώνες μέσα σε μια άλλου τύπου βιοζώνη. Η οιχοστρωματογραφία χρησιμοποιείται συχνά στην έρευνα ενοτήτων που διαπερνούνται από γεωτρήσεις. Ανάλογα με τον αριθμό των γεωτρήσεων είναι δυνατή και η τρισδιάστατη αναπαράσταση. Ετσι με βάση όλα τα παραπάνω καθορίστηκαν για τη συγκεκριμένη περιοχή 15 οικοζώνες, βασισμένες στις συγκεντρώσεις των απολιθωμάτων και 11 λευκά διαστήματα (white spots), που επισημάνθηκαν στις γεωτρήσεις M2, M3, M4, M6 και M10.

5. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- CHRISTODOULOU, G.E. 1971.- On the Neogene deposits of the area of Killini (NW Peloponnesus). I.G.M.E., spec. stud. Geol. Gr., No 11, 60 ps, Athens. 1971
- DAVI, E. 1957.- Les Foraminiferes neogenes d'Elide (Peloponnese). Ann. Geol. Pays Hell., 3, 263-268. Prakt. Akad. Ath., 32, 332-337, Athenes.
- FERNANDEZ- GONZALES, M. FRYDAS, D., GUERNEST, C. & MATHIEU, R. 1994.- Foraminiferes et Ostracodes du Plio- Pleistocene de la region de Patras (Grece). Interet stratigraphique et paleogeographique. Rev. Esp. Microp.,XXVI, 1, 89- 108.
- FRYDAS, D. 1989.- Biostratigraphische Untersuchungen aus dem Neogen NW- und W- Peloponnes, Griechenland. N. Jb. Geol. Palaeont. Mh., H.g., 321-344, Stuttgart.
- ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ,Ι. 1994.- Νεοτεκτονική εξέλιξη της Κεντροδυτικής Πελοποννήσου. Διδ. διατρ., Γαία, 7, 386 σελ., Αθήνα.
- GIANOTTI, Á. 1953.- Microfauna del Pliocene superiore di Olympia (Grecia). Riv. It. Pal., 59, 23-33, Milano.
- HAGEMAN, J. 1977.- Late Cenozoic History of the Pyrgos area, Western Peloponnesus. VI Coll. Geol. Aeg. Reg., II, 667-674, Athens.
- HAGEMAN, J. 1977.- Stratigraphy and Sedimentary History of the Upper Cenozoic of the Pyrgos area (Western Peloponnesus), Greece. Ann. Geol. Pays hell., 1e ser., XXVIII, 299-333, Athens.
- HAGEMAN, J. 1979.- Benthic Foraminiferal assemblages from Plio- Pleistocene open bay to lagoonal sediments of the Western Peloponnesus (Greece). Utr. Microp. Bull., 20, 171p., Utrecht.

ΚΑΜΠΕΡΗΣ, Ε. 1987.-Γεωλογική και πετρογεωλογική μελέτη ΒΔ Πελοποννήσου. Διδ.διατρ., 1-143, Αθήνα.

ΚΑΡΑΓΕΩΡΓΙΟΥ, Ε. 1951.- Λυγνιτοφόρος λεχάνη Πύργου- Ολυμπίας. Γεωλ. Αναγν.Ι.Γ.Μ.Ε.,1, 1-24, Αθήνα.

- MARCOPOULOU- DIACANTONI, A., MIRKOU, M.-R., MARIOLAKOS, I. & FOUNTOULIS, I. 1990.-Stratigraphic and paleoecological observations on the post- alpine sediments at the area of Filiatra (Messinia, Peloponnesus) and their neotectonic explanation.Bull. Geol. Soc. Gr., XXV/2, 593-608, Thessaloniki.
- MITZOPOULOS, M. 1940.- Ueber das Alter und die Fauna des Neogens in Welis (Peloponnes). Min. Acad. Ath., 15, 429-436, Athen.
- MOUNTZOS, T. 1990.- Palynologische Untersuchungen zur Palaeoklimatologie und Stratigraphie der Postorogonen
- PARASKEVAIDIS, I. & SYMEONIDIS, N. 1966.- Contribution to the knowledge of the Neogene Stratigraphy of W Peloponnesus. Ann. Geol. Pays Hell., XVI, 528-544, Athens. PHILIPPSON, 1892.-Der Peloponnes. Versuch einer Landeskunde auf geographischer Grundlage, 647 p., Berlin.
- STREIF,H. 1978.-Stratigraphy and tectonics of late Cenozoic rocks in Western Peloponnesus. Alps, Appenines, Hellenides, Inter- Union Commission on Geodynamics, Scientific Report, No 38, 501-502, Stuttgart.

STREIF,H. 1982.-Olympia sheet. Geological map of Greece. I.G.M.E.

VAGIAS, D. 1987.- Report of the deltaic deposit of lignite at Vassilaki- Ipsilos.I.G.M.E., unpubl., 11 ps, Athens.VAGIAS, D. 1988.- Report on the programmation of the deposisional researches about lignite of Sopio- Magoula-Karatoula (Perfecture Ilia). I.G.M.E., unpubl., 5 ps, Tripolis.

VAGIAS, D. 1994.- Technical Report of the results of the researches about the deposition of lignites of Ilia
(peloponnesus). I.G.M.E., unpubl., 27 ps, Tripolis.

VAGIAS, D., MARCOPOULOU-DIACANTONI, A., MIRKOU, M.-R., TSAPRALIS, V., KOSTOPOULOU, V. & TZAVARA, A.1995.- New evidence on the paleoenvironment of the Magoula bassin (NW Peloponnesus).Geol. Soc. Greece. Publ., Proceed. Of the XV Congr.of the Carpatho- Balcan Geol. Assoc., 4/ 1, 288-297, Athens (cum litt.).

Η ΠΑΡΟΥΣΊΑ ΘΑΛΑΣΣΙΩΝ ΠΛΕΙΟΚΑΙΝΙΚΩΝ ΙΖΗΜΑΤΩΝ ΣΤΗΝ ΜΕΣΟΕΛΛΗΝΙΚΗ ΑΥΛΑΚΑ (ΟΧΘΕΣ ΠΡΑΜΟΡΙΤΣΑ, ΓΡΕΒΕΝΑ)* Ι. ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ¹, Α. ΜΑΡΚΟΠΟΥΛΟΥ-ΔΙΑΚΑΝΤΩΝΗ¹, Α. ΜΠΑΚΟΠΟΥΛΟΥ¹, Ε. ΜΩΡΑΪΤΗ², Μ.Ρ. ΜΙΡΚΟΥ² & Χ. ΣΑΡΟΓΛΟΥ¹

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η λεπτομεφής λιθοστφωματογραφική μελέτη των μεταλπικών αποθέσεων στις όχθες του ποταμού Πραμορίτσα – παφαπόταμου του Αλιάκμονα βόρεια των Γρεβενών, έδειξε ότι οι θαλάσσιες αποθέσεις των μολασσικών σχηματισμών δεν σταματούν στο Ανώτερο Μειόκαινο, αλλά συνεχίζουν τουλάχιστον και στο Κάτω Πλειόκαινο. Συστηματική δειγματοληψία έδωσε πλήθος πελαγικών και βενθονικών απολιθωμάτων (Bulimina exilis, Bulimina costata, Neogloboquadrina acostaensis, Globigerinella pseudobesa, Globoquadrina venezuelana, Neoeponides schreibersii, Pulleniatina obliquiloculata, Dorothea gibbosa) και ναννοαπολιθωμάτων (Amaurolithus delicates, Discoaster quinqueramus (Βιοζώνη ΝΝ11b) και Ceratolithus rugosus (Βιοζώνη ΝΝ13), (MARTINI, 1971 and OKADA & BUKRY, 1980), τα οποία αποδεικνύουν ότι η θαλάσσια φάση συνεχίστηκε τουλάχιστον μέχρι και το Κάτω Πλειόκαινο και ότι το περιβάλλον απόθεσης των ιζημάτων αυτών ήταν παφάκτιο με ζεστά νερά. Τέλος, περιγράφονται ορισμένα γνωρίσματα των πλειοκαινικών ιζημάτων με βάση μακρο- και μικροσκοπικές παρατηρήσεις.

ABSTRACT

Detailed lithostratigraphic study of the postalpine deposits that build Pramoritsa river banks – tributary of Aliakmonas river- north of Grevena (Greece), showed that the marine molassic deposition did not cease in the Upper Miocene but continued in the Lower Pliocene, too. Systematic sampling revealed abundant pelagic and benthic fossils, the presence of which (*Bulimina exilis, Bulimina costata, Neogloboquadrina acostaensis, Globigerinella pseudobesa, Globoquadrina venezuelana, Neoeponides schreibersii, Pulleniatina obliquiloculata, Dorothia gibbosa*) proves that marine facies went on, at least, until the Lower Pliocene and that the depositional environment was characterized as coastal with warm waters. According to the Nannoplankton flora correlated with standard nannoplankton –zones-subzones NN11b *Amaurolithus delicatus, Discoaster quinqueramus*) and NN13 (*Ceratolithus rugosus*) of MARTINI, 1971 and OKADA & BUKRY, 1980 during the Late Miocene - Early Pliocene. Besides, some characteristics of the Pliocene sediments are described, based on macro- and microscopic observations.

KEY WORDS : Lower Pliocene, benthic and planktonic Foraminifera, nannofossils, Grevena, NW Greece. ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Κατώτερο Πλειόκαινο, βενθονικά και πλαγκτονικά Τρηματοφόρα, ναννοαπολιθώματα, Γρεβενά, ΒΔ Ελλάδα.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η λιθοστρωματογραφική διάρθρωση της Μεσοελληνικής αύλακας, που καθιέρωσε ο BRUNN (1956) αποτελεί την καλύτερη μέχρι τώρα ανάλυση των μολασσικών αποθέσεων.

Ο BRUNN (1956) δέχεται ότι η Μεσοελληνική αύλακα, ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης, έχει πληρωθεί με θαλάσσια ιζήματα από το Ανώτερο Ηώκαινο (Σχηματισμός Κρανιάς) μέχρι το όριο Μέσου – Ανώτερου Μειόκαινου (Σχηματισμός Όντριας). Ακολούθως η λεκάνη έχει πληρωθεί με λιμναίες ή χερσαίες πλειο-τεταρτογενείς αποθέσεις. Πιο συγκεκριμένα ο BRUNN (1956) για την περιοχή μελέτης υποστήριξε ότι: α)τα τελευταία θαλάσσια μολασσικά ιζήματα αποτέθηκαν κατά το Τορτόνιο ή Ανωτ. Μειόκαινο, β)το πέρασμα από το Μειόκαινο στο Πλειόκαινο γίνεται με ποτάμιες αποθέσεις. Τέτοιες αποθέσεις δεν υπάρχουν στην περιοχή παρά μόνο στην

^{*} THE PRESENCE OF MARINE PLIOCENE SEDIMENTS IN THE MESSOHELLENIC TROUGH (PRAMORITSA BANKS, GREVENA, GREECE).

^{1.} Univ. of Athens, Faculty of Geology, Panepistimiopolis Zografou, 15784, Athens Greece, fountoulis@geol.uoa.gr

^{2.} Institute of Geological and Mining Research, 70, Mesogion str., 11527, Athens Greece, moraiti@igme.gr

Αλβανία, γ)βόξεια από τα Γρεβενά προς τη Νεάπολη, οι πλειοκαινικές και κατωτεταρτογενείς αποθέσεις είναι αμμώδεις και περιέχουν άφθονα υπολείμματα θηλαστικών(π.χ. Mastodon borsoni, Βιλλαφράγκιας ηλικίας), δ)οι ανωτεταρτογενείς αποθέσεις αντιστοιχούν σε λιμναία ιζήματα, που περιέχουν άφθονα Planorbis, Lymnaea, κ.ά., δυτικά από τα Σέρβια.

Η περιοχή μελέτης βρίσκεται περίπου 25km βόρεια των Γρεβενών, ανήκει στο βόρειο τμήμα της υδρολογικής λεκάνης του Πραμορίτσα που είναι παραπόταμος του Αλιάκμονα (Εικ. 1).

Από νεοτεκτονική άποψη, η περιοχή μελέτης βρίσκεται στο όριο δύο ρηξιτεμαχών, του Τσοτυλίου στα βόρεια και των Γρεβενών στα νότια, τα οποία οριοθετούνται μεταξύ τους από τη ρηξιγενή ζώνη Πραμορίτσα (ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ & ΜΠΑΚΟΠΟΥΛΟΥ 1999). Τα δύο αυτά ρηξιτεμάχη συνιστούν 2¹⁵ τάξης νεοτεκτονικές μακροδομές στο βύθισμα της Μεσοελληνικής αύλακας. Κύρια χαρακτηριστικά αυτών των ρηξιτεμαχών είναι τα ακόλουθα (ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ & ΜΠΑΚΟΠΟΥΛΟΥ 1999):

- Στο ρηξιτέμαχος Τσοτυλίου απαντούν αποκλειστικά οι νεότεροι σχηματισμοί της Μεσοελληνικής αύλακας (Σχηματισμοί Τσοτυλίου, Όντριας ανωμεικαινικής ηλικίας) με σταθερή κλίση των στρωμάτων προς τα BA.
- Στο ρηξιτέμαχος Γρεβενών απαντά κυρίως ο σχηματισμός Πενταλόφου (Ακουϊτάνιο). Οι κλίσεις των στρωμάτων δεν έχουν σταθερή φορά και κλίνουν προς τα ΒΑ, τα ΒΔ και τα ΝΔ.



Εικ. 1: Σχηματικός γεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης με τις θέσεις δειγματοληψίας. Fig. 1: Schematic Geological map of the study area with the sampling locations.

Σύμφωνα με τον BRUNN, (1956), στην εν λόγω περιοχή απαντούν κυρίως θαλάσσιες μολασσικές και λιμναίες ή χερσαίες πλειοτεταρτογενείς αποθέσεις. Μόνο μία μικρή εμφάνιση ασβεστόλιθων της ανωκρητιδικής επίκλυσης εμφανίζεται στην κοίτη του Πραμορίτσα κοντά στη συμβολή του με τον Αλιάκμονα. Όσον αφορά τους μολασσικούς σχηματισμούς, στη στενή περιοχή μελέτης απαντούν μόνο οι σχηματισμοί Πενταλόφου (Ακουϊτάνιο) και Τσοτυλίου (Βουρδιγάλιο).

Στην περιοχή μελέτης, οι κύριες πλειοτεταρτογενείς αποθέσεις είναι αυτές της λεκάνης Γρεβενών-Νεάπολης, τις οποίες διατέμνει στην πορεία του ο ποταμός Πραμορίτσας. Αυτές καταλαμβάνουν σημαντική έκταση κυρίως στο ανατολικό τμήμα της λεκάνης του ποταμού, ενώ στο κεντρικό τμήμα απαντώνται υπολειμματικές εμφανίσεις τους σε μεγαλύτερα υψόμετρα.

Ο ELTGEN (1986) έθεσε υπό αμφισβήτηση την ποταμολιμναία προέλευση των πλειοκαινικών αποθέσεων στην περιοχή νότια της Νεάπολης Κοζάνης, ισχυριζόμενος ότι η φάση τους είναι θαλάσσια ενώ μερικές φορές υπάρχουν ενδείξεις για υφάλμυρη φάση. Οι απόψεις του βασίστηκαν σε πετρογραφικές παρατηρήσεις καθώς και παλαιοντολογικά ευρήματα, που περιλαμβάνουν βενθονικά και πλαγκτονικά γένη Τρηματοφόρων, χωρίς όμως να αναφέρει είδη. Πιο συγκεκριμένα αναφέρει ότι η θαλάσσια ιζηματογένεση στο τμήμα αυτό της Μεσοελληνικής αύλακας συνεχίζεται κατά τη διάρκεια ολόκληρου του Πλειοκαίνου χωρίς να εξειδικεύει τα είδη των απολιθωμάτων ή ακόμα και τις θέσεις, που εντοπίστηκαν.

Σκοπός της εργασίας αυτής είναι η παρουσίαση νέων στοιχείων, που αφορούν στην κατά το δυνατό λεπτομερή λιθοστρωματογραφική διάρθρωση των ιζημάτων κυρίως κατά το Πλειόκαινο με την αναλυτική περιγραφή των ειδών των απολιθωμάτων (Τρηματοφόρων και ναννοαπολιθωμάτων), που χαρακτηρίζουν τη φάση και την ηλικία των ιζημάτων, σε ποιές θέσεις απαντούν επακριβώς καθώς και ορισμένα γνωρίσματα των ιζημάτων αυτών.

2. ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΟΜΩΝ

Γενικά

Στην περιοχή μελέτης πραγματοποιήθηκε πλήθος τομών προκειμένου να μελετηθούν οι υπερκείμενες των σχηματισμών Πενταλόφου και Τσοτυλίου αποθέσεις. Από αυτές παρουσιάζονται οι 4 πιο αντιπροσωπευτικές.

ΤΟΜΗ ΣΤΗ ΘΕΣΗ 1

Πρόκειται για μία τομή συνολικού πάχους 15m.Τα πρώτα 10m αποτελούνται από λεπτόκοκκη άμμο, με ασθενή σταυρωτή στρώση αρχικά, η οποία πιο πάνω γίνεται κανονική. Το ανώτερο τμήμα της τομής αποτελείται από χονδρόκοκκη άμμο, χαλίκια και κροκάλες σε σταυρωτή στρώση, που καταλήγουν σε άστρωτο κροκαλοπαγές με ποικίλο μέγεθος κροκαλών. Στα κροκαλοπαγή παρεμβάλλονται ορίζοντες άμμου με σταυρωτή στρώση. Στα ανώτερα τμήματα της τομής απαντούν –ασύμφωνα- ανομοιόμορφα κροκαλολατυποπαγή.

Στα δείγματα, που πάθθηκαν από τους ορίζοντες A, B και C προσδιορίστηκαν τα απολιθώματα, που φαίνονται στον ΠΙΝΑΚΑ I (TABLE I).

ΗΛΙΚΙΑ

Με βάση τις στρωματογραφικές εξαπλώσεις των Τρηματοφόρων και κυρίως του Bulimina exilis (BRADY)(Κάτω, Μέσο, Άνω Πλειόκαινο - Πλειστάκαινο), Bulimina costata (D'ORB.)(Τορτόνιο - Πλειόκαινο με κύρια εξάπλωση στο Κ. Πλειόκαινο) και των ναννοαπολιθωμάτων, που χαρακτηρίζουν την βιοζώνη NN13 (Ceratolithus rugosus) και που απαντούν στους ορίζοντες Α, Β και C προκύπτει ότι η ηλικία των αποθέσεων είναι τουλάχιστον Κατώτερο Πλειόκαινο.

Παλαιοοικολογία - παλαιοπεριβάλλον

Η παρουσία ακανθών Εχίνων και βενθονικών Τρηματοφόρων υποδηλώνει καθαρά θαλάσσιο παράκτιο περιβάλλον, με ζεστά νερά. Επίσης η παρουσία των ασβεστιτικών σωλήνων υποδηλώνει ζεστά νερά. Ειδικώτερα για τον ορίζοντα C το πλαγκτονικό Τρηματοφόρο *Globigerinoides ruber* (ζεστά τροπικά- υποτροπικά νερά, βάθος μέχρι τα 50 m) και το βενθονικό Τρηματοφόρο *Uvigerina peregrina* (βάθος συνήθως μεταξύ 30-70 m) υποδηλώνουν βάθος γύρω στα 50m και ζεστά νερά (G.& J.J.BIZON, 1984).

ΤΟΜΗ ΣΤΗ ΘΕΣΗ 2

Και σε αυτή την τομή όπου τα στρώματα είναι χαρακτηριστικά ευδιάχριτα, ελήφθησαν δείγματα από πέντε ορίζοντες, οι οποίοι από τον αρχαιότερο προς το νεότερο έχουν ως εξής. Ορίζοντας Α: γκρι εύθρυπτη μεσόκοκκη έως χονδρόκοκκη άμμος σε σταυρωτή στρώση με παρουσία χαλίκων τοπικά, Ορίζοντας Β: μπεζ εύθρυπτη μεσόκοκκη άμμος. Αξιοσημείωτο είναι ότι στο σημείο αυτό βρέθηκαν ψαμμιτικοί κόνδυλοι ποικίλου μεγέθους με πυρήνα ο καθένας μια κροκάλα. Ορίζοντας C: συνεκτική πρασινωπή-γκρι ιλύς. Κάτω από τον ορίζοντας D: μπεζ άμμος, Ορίζοντας Ε: καφέ ιλύς. Στον ορίζοντα αυτόν υπέρκειται άλλος με κυρίαρχη την παρουσία ασβεστιτικών συγκριμάτων.

Στα δείγματα που πάρθηκαν από τους ορίζοντες Α, D και Ε προσδιορίστηκαν τα απολιθώματα, που φαίνονται στον ΠΙΝΑΚΑ ΙΙ (TABLE II).

ΠΙΝΑΚΑΣ Ι (TABLE I)

	OPIZONTEE / HORIZONS	A	B	С
	ANOAIOQMATA / FOSSILS	1	1.1	1
ΘΕΣΗ 1	TPHMATOФOPA (FORAMINIFERA)			
0.000000	Ámmonia beccarii (LINNE)			
	Bolivina spp.			
	Brizalina dilatata (REUSS)			
	Bulimina costata (D' ORBÉGNY)			
0.0 900 000 10	Bulimina exilis (BRADY)			
	Cibicidoides pseudoungerianus (CUSHMAN)			
	Globigerina apertura (CUSHMAN)		1.1	
	Globigerina falconensis (D' ORBIGNY)			
	Globigerinella sp.			
	Globigerinoides ruber (D' ORB.)			
0.0.0	Globigerinoides trilobus (REUSS)			
2 - 2 m	Globorotalia scitula (BRADY)			
	Globoquadrina dehiscens			
	(CHAPMAN, PARR, COLLINS)		1.1	
1m	Hanzawaia boueana (D' ORB.)			
	Lenticulina sp.			
00.00	Melonis padanum (PERCONIG)			
	Neogloboquadrina acostaensis (BLOW)			
620m	Sphaeroidina bulloides (D' ORBIGNY)			
020111	Uvigerina peregrina (CUSHMAN)			
2=.=.=.=.=.	ΝΑΝΝΟΑΠΟΛΙΘΩΜΑΤΑ (ΝΑΝΝΟΡLANKTON)			
	Amaurolithus delicatus (MARTINI &			
12.2.2.2.2.2.2	MILLER)			1.1.4.3
	Amaurolithus primus (BUKRY & PERCIVAL)			
C	Amaurolithus tricorniculatus (GARTNER)			
「日・日・日・日・日・日・日	Cheratolithus rugosus (BUKRY &			
F*************************************	BRAMLETTE)		121	
「「「」、」、「」、「」、」、「」、」、	Discoaster asymmetricus (GARTNER)			
1	Discoaster decorus (BUKRY)			
	Discoaster quinqueramus (GARTNER)			
B	Discoaster calcaris (GARTNER)			
	Discoaster surculus (MARTINI &		· · · · ·	8
14.2. 674 492 12.3	BRAMLETTE)			
A BALL PERMIT	Discoaster variabilis (MARTINI &			
E E E ANN	BRAMLETTE)			
Kan a land in	Discoaster sp.		. I	
aga afar afaring	Helirosphaera sp.			
A	Reticulofenestra pseudoumbilica			
	(GARTNER)			
	Sphenolithy sp.		8 1 A	
6 3 4 4 / S - 1	Sphenolithus abies (DEFLANDRE)			
	Schyphosphaera graphica (MULLER)			
610m	OΣTPAKΩΔH (OSTRACODS)		0.1.6	
	AKTINOZΩA (RADIOLARIA)			
	EXINOEIAH (ECHINOIDEA)	8		

Ηλιχία

Με βάση τις στρωματογραφικές εξαπλώσεις των Τρηματοφόρων Bulimina costata (Τορτόνιο - Πλειόκαινο με κύρια ανάπτυξη στο Κάτω Πλειόκαινο), Pulleniatina obliquiloculata (Πλειόκαινο- σήμερα), Bulimina minima (Τορτόνιο - Κάτω - Μέσο Πλειόκαινο), Cibicides refulgens (D' ORB.) (Τορτόνιο- Κάτω- Μέσο Πλειόκαινο), Globigerinella pseudobesa (M. Μειόκαινο- Κ. Πλειόκαινο), Globoquadrina venezuelana (Μ. Ηώκαινο - Κ. Πλειόκαινο), Globulina fissicostata (Κ.-Μ. Πλειόκαινο), Gyroidinoides neosoldanii (Μειόκαινο- Πλειόκαινο) Neogloboquadrina acoastensis (BLOW)(Τορτόνιο- Κατώτερο Πλειόκαινο), Uvigerina longistriata (Τορτόνιο- Κ. Πλειόκαινο), που απαντούν στους ορίζοντες Α, D και Ε προκύπτει ότι η ηλικία των αποθέσεων πρέπει να είναι τουλάχιστον Κατώτερο Πλειόκαινο.

ΠΙΝΑΚΑΣ ΙΙ (TABLE II)



Παλαιοοικολογία - παλαιοπεριβάλλον

Η παρουσία ακανθών Εχίνων, βενθονικών Τρηματοφόρων και ασβεστιτικών σωλήνων υποδηλώνει καθαρά θαλάσσιο παράκτιο περιβάλλον, με ζεστά νερά.

Ειδικώτερα για τον ορίζοντα Α το πλαγκτονικό τρηματοφόρο Orbulina universa (ζεστά τροπικά- υποτροπικά νερά, βάθος μέχρι τα 50 m) και το βενθονικό Pullenia bulloides (εμφανίζεται συνήθως στα 90 m) υποδηλώνουν ένα βάθος γύρω στα 50 m και ζεστά νερά(BIZON et al. 1972, G. & J. J. BIZON, 1984), ενώ για τον ορίζοντα C το βενθονικό Hanzawaia boueana (επίφυτο, συνδεδεμένο με την ευφωτική ζώνη) δείχνει υποπαράκτιο έως περιπαράκτιο περιβάλλον (VENEC - PEYRE, 1984).

ΤΟΜΗ ΣΤΗ ΘΕΣΗ 3

Σ' αυτή την τομή περιγράφονται πέντε ορίζοντες από τους οποίους οι τέσσερις έχουν τα ίδια χαρακτηριστικά. Ορίζοντες A,B,D,E: πρόκειται για μπεζ χαλαρή εύθρυπτη λεπτόκοκκη με στρωμάτωση άμμο, χωρίς σταυρωτή στρώση. Ορίζοντας C: γκρι χονδρόκοκκη άμμος με χαλίκια χωρίς σταυρωτή στρώση.

Στα δείγματα που πάρθηκαν από τους ορίζοντες A, D και E προσδιορίστηκαν τα απολιθώματα που φαίνονται στον ΠΙΝΑΚΑ ΙΙΙ (TABLE III).

			OPIZONTEE / HORIZONS	A	D	E
			ANOAIOOMATA / FOSSILS			
			NANNOANOAIOQMATA (NANNOPLANKTON)			
			Calcidiscus leptoporus (MURRAY &			
	ΘΕΣΗ 3		BLACKMANN)			
	L		Discoaster calcaris (GARTNER)			
			Discoaster intercalaris (BUKRY)			
			Discoaster neohamatus (BUKRY &			
	****	_	BRAMLETTE)			
	1	E	Discoaster quinqueramis (GARTNER)			
			Discoaster sp.			
			Coccolithus sp.			
	2-2-3-2-5-5-5		Sphenolithus neoabies (BUKRY &			
	>		BRAMLETTE)			
10m	\leq		Sphenolithus sp.			
					1.1	
			n seel			
		D	TPHMATOФOPA (FORAMINIFERA)	1100		
	· · · · · · · · · · · ·	-	Ammonia beccarii LINNE)	,		
			Asterigerinata planorbis (D' ORB.)			
			Bulimina sp.			
		С	Dorothia gibbosa (D' ORB.)			
4			Elphidium crispum (LINNE)			
Im	F.F.F.F.F.F.F.		Globigerina falconensis (BLOW)			
		P	Globigerinella pseudobesa		1.98	
		Б	Globigerinella siphonifera			
		_ 2m	Globigerinita glutinata		1.1	
1 m			Globigerinoides primordius		1	
	2.2.2.2.2.2.		Globigerinoides trilobus (REUSS)		1. V I.	
		- 1m	Globoquadrina dehiscens (CHAPMAN,		1.27	
			PARR & COLLINS)	0.5 21971	1.1	
560m		Lo	Globoquadrina venezuelana (FINLAY)			
		- 0	Neogloboquadrina acostaensis (BLOW)			
			Uvigerina sp.			
			A MAR A STOLEN A			
			AKTINOZQA (RADIOLARIA)			
			en e			
			EXINOEIAH (ECHINOIDEA)			
			 A 10 Mar 2011 			
	2		ΟΣΤΡΑΚΩΔΗ (OSTRACODS)			
			· Standar Trade			

ΠΙΝΑΚΑΣ ΙΙΙ (TABLE III)

Ηλιχία

Με βάση τα ναννοαπολιθώματα που απαντούν στον ορίζοντα Α η ηλικία των ιζημάτων αυτών χαρακτηρίζεται από την βιοζώνη NN11 (Discoaster quinqueramus) που χαρακτηρίζει το Ανώτερο Μειόκαινο. Με βάση τα ναννοαπολιθώματα που απαντούν στους ορίζοντες D και Ε προσδιορίζεται η βιοζώνη NN13 (Ceratolithus rugosus) δηλαδή ηλικία τουλάχιστον Κάτω Πλειοκαινική.

Παλαιοοικολογία - παλαιοπεριβάλλον

Η παρουσία ακανθών Εχίνων και βενθονικών Τρηματοφόρων και ασβεστιτικών σωλήνων υποδηλώνει καθαρά θαλάσσιο παράκτιο περιβάλλον, με ζεστά νερά.

Ειδικώτερα για τον ορίζοντα Α τα βενθονικά τρηματοφόρα Elphidium crispum και Asterigerina planorbis επειδή είναι επίφυτα συνδέονται με την ευφωτική ζώνη και δείχνουν υποπαράκτιο έως περιπαράκτιο περιβάλ-

ΤΟΜΗ ΣΤΗ ΘΕΣΗ 4

Βρίσκεται βόρεια της κοίτης του Πραμορίτσα. Στη βάση της τομής απαντά πρασινωπή έως γκρι μεσόκοκκη άμμος στην οποία παρατηρείται έντονη κατά τόπους σταυρωτή στρώση. Στα επόμενα 3μ. οι ενστρώσεις της ίδιας άμμου εναλλάσονται με χαλίκια μεγέθους 1 εκ. Στα επόμενα 1-2μ. το υλικό είναι πιο λεπτομερές, λεπτόκοκκη άμμος έως αργιλοϊλύς με σταυρωτή στρώση πάλι. Επίσης, παρατηρείται ασύμφωνα πάνω στην προηγούμενη ακολουθία υλικό ποταμοχειμμάριας προέλευσης, σύγχρονη ίσως αναβαθμίδα του Πραμορίτσα. Πρόκειται για ερυθροκάστανη άμμο με κροκάλες διαμέτρου £20εκ.

ΤΟΜΗ ΣΤΗ ΘΕΣΗ 5

Η τομή έχει συνολικό πάχος 20μ. Στη βάση εμφανίζεται μαργαϊκός ορίζοντας. Τα επόμενα 8μ. κυριαρχούνται από άμμους, μεσόκοκκες εώς χονδρόκοκκες, και χαλίκια με σταυρωτή στρώση. Στα ανώτερα στρώματα αυτού του πρώτου τμήματος, μέσα σε ορίζοντες με χαλίκια, παρεμβάλλονται ενδιαστρώσεις μαύρου υλικού που πιθανότατα αντιστοιχούν σε φυτικά λείψανα. Το υπόλοιπο τμήμα της τομής παρουσιάζει διαβάθμιση από λεπτόκοκκη σε χονδρόκοκκη με στρωμάτωση άμμο και χαλίκια με σταυρωτή στρώση που γίνεται πιο ισχυρή στους ανώτερους ορίζοντες.

Σε διπλανή τομή ύψους 2μ. παρατηρείται ίδια διαβάθμιση από λεπτόκοκκα σε χονδρόκοκκα μέχρι τεμάχη μεγάλης διαμέτρου 5εκ., πάντα σε σταυρωτή στρώση. Χαρακτηριστικές είναι οι πλευρικές μεταβάσεις φάσεων λόγω σταυρωτής στρώσης και αποσφηνώσεων οριζόντων. Γενικά υπάρχει έντονη κυκλοφορία ασβεστιτικού υλικού σε ρωγμές ή κατά τη στρώση με αποτέλεσμα τη δευτερογενή συγκόληση κυρίως των άμμων. Ακόμα σε στρωματίδια απαντώνται ασβεστιτικά συγκρίματα οφειλόμενα πιθανώς σε φυτικούς οργανισμούς και μορφές σκωλήκων. Αυτοί εντοπίζονται σε φακούς άστρωτης ιλύος που περιβάλλονται από εναλλαγές άμμου και χαλίκων. Στα ανώτερα τμήματα εμφανίζονται ορίζοντες πολύμεικτων κροκαλοπαγών με ποικίλο μέγεθος κροκαλών.

Στα δείγματα που πάρθηκαν από τους ορίζοντες A, C και H προσδιορίστηκαν τα απολιθώματα που φαίνονται στον ΠΙΝΑΚΑ IV (TABLE IV).

Ηλικία

Με βάση τις στρωματογραφικές εξαπλώσεις των Τρηματοφόρων Dorothea gibbosa (Πλειόκαινο- Πλειστόκαινο), και Neogloboquadrina acoastensis (BLOW)(Τορτόνιο- Κ. Πλειόκαινο) που απαντούν στους ορίζοντες Α, C και Η προκύπτει ότι η ηλικία των αποθέσεων πρέπει να είναι τουλάχιστον Κάτω Πλειόκαινο.

Παλαιοοιχολογία - παλαιοπεριβάλλον

Η παρουσία ακανθών Εχίνων και βενθονικών Τρηματοφόρων υποδηλώνει καθαρά θαλάσσιο παράκτιο περιβάλλον, με ζεστά νερά.

3. ΣΥΖΗΤΗΣΗ – ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Όλα όσα περιγράφτηκαν παραπάνω για τα λιθοστρωματογραφικά χαρακτηριστικά των αποθέσεων που μελετήθηκαν θα μπορούσαν να συνοψισθούν στα ακόλουθα:

- Οι αποθέσεις χαρακτηρίζονται από έντονες σταυρωτές στρώσεις και φακοειδείς ενδιαστρώσεις, στα οποία εμφανίζεται ισχυρή διακύμανση στο μέγεθος των κόκκων και στο πάχος των οριζόντων.
- Η μελέτη των απολιθωμάτων (τρηματοφόρα και ναννοαπολιθώματα) που προσδιορίστηκαν στους ορίζοντες των παραπάνω τομών έδειξε ότι στο συγκεκριμένο χώρο υπάρχουν θαλάσσιες αποθέσεις ηλικίας τουλάχιστον Κάτω Πλειόκαινου. Χαρακτηριστικό της ηλικίας αυτής είναι τα ναννοαπολιθώματα που χαρακτηρίζουν τη βιοζώνη NN13 (Ceratolithus rugosus).
- Το περιβάλλον απόθεσης χαρακτηρίζεται ως θαλάσσιο υποπαράκτιο περιπαράκτιο με ζεστά νερά. Επομένως, συνολικά γίνεται αντιληπτό ότι τουλάχιστον στο χώρο αυτό στην περιοχή βόρεια των Γρεβενών υπήρχε θάλασσα τουλάχιστον κατά το Κάτω Πλειόκαινο.
- Στην περιοχή μελέτης, σ' ένα ρέμα της Τραπεζίτσας (λίγο πιο πάνω από τη θέση 3), εντοπίστηκαν ευρήματα από σπονδυλωτά σε στρώματα με έντονη σταυρωτή στρώση πολύ κοντά στην επιφάνεια. Η ακριβής στρωματογραφική ταξινόμηση ήταν δύσκολη λόγω έντονης αποσάθρωσης και ενδείκνυται περαιτέρω έρευνα. Εν τούτοις, ο Eltgen ταξινόμησε μια σειρά από ευρήματα στο Κατώτερο, Μέσο και Ανώτερο Πλειόκαινο.
- Στο Κάτω Πλειόκαινο η διατήρηση των Τρηματοφόρων είναι κακή, συχνά δε τα κελύφη έχουν ανακρυσταλλωθεί ή επικρυσταλλωθεί, οπότε ο προσδιορισμός τους είναι δύσκολος έως αδύνατος. Γενικά σπάνια βρί-

ΠΙΝΑΚΑΣ ΙV (TABLE IV)

ΘΕΣΗ 5	OPIZONTEE / HORIZONS	A	С	H
	ANOAIGOMATA / FOSSILS	Sallas ⁰	1. 11	
650m	102 C	10 × ×		
	TPHMATOФOPA (FORAMINIFERA)			
	Astrononion stelligerum (D' ORB.)		1	
	Ammonia beccarii (LINNE)			
G	Bolivina sp.		P	
	Bulimina costata (D' ORB.)		1.1.2	1
	Dorothia gibbosa (D' ORB.)			
Y1733	Elphidium crispum (LINNE)		13	1 mg
The second	Elphidium sp.			
	Globigerina sp.	· · ·	1	
	Globigerinella sp.			
	Globigerinita glutinata (EGGER)			· · · · · ·
	Globigerinoides primordium		1	
	Globigerinoides trilobus (REUSS)		1	
	Globorotalia mayeri (CUSHMAN & ELLISOR)			1 ° 5 82
	Globoquadrina dehiscens (CHAPMAN, PARR &	Server in pro-	1	
	COLLINS)			
	Globoquadrina venezuelana (FINLAY)			
640m	Gvroidinoides longispira (TADESCHI &			
	ZAMMATTI)	11.	1	
E	Hanlonbragmoides obliguecarinatus		1	
and the second	Karreriela cylindrica	gama 🗠	1 1	1000
	Laginidae	122.2	- 16 m	
	Neceponides schreibersij (D' OBB)			
	Neogloboguadrina acostaensis (BLOW)			
	Waginulina logumon (LINNE)			
	Vaginuima regumen (HINNE)	N.C. 140	1000	1000
	AKTINOZOA (RADIOLARIA)	1.14	arr.	10.1
	Intrinozzer (Indrodmin)			
	EXINCEIAL (ECUINCIDEA)		10.1	21
	EXINCEIGH (ECHINOIDEA)		1	
B	NANNOA TOA TOONA TA (NANNO DI ANKTON)		1	
	NANNOAHOALOSMATA (NANNOPLANKTON)		-	1
11/22/22/22		5. m. Sax	1.12.1	and a
	UETPAKOAH (OSTRACODS)	Course and	1.004	
A				
	11			
630m				

σχονται οστραχώδη στα στρώματα που έγινε η δειγματοληψία.

- Τυπική για όλα τα είδη και τα γένη είναι η ισχυρή μείωση της συχνότητας παρουσίας ατόμων στο Κάτω Πλειόκαινο. Το γεγονός ότι σχεδόν όλα τα στρώματα μέχρι το Κάτω Πλειόκαινο περιλαμβάνουν τρηματοφόρα, καθώς επίσης και κλαστικά υλικά από υπολείμματα εχινοδέρμων, υποδεικνύει το θαλάσσιο χαρακτήρα του Κάτω Πλειόκαινου.
- Ένα συχνό στοιχείο στις αποθέσεις του Κάτω Πλειόκαινου είναι τα υπολείμματα από ακανόνιστα διαμορφωμένους σωλήνες, οι οποίοι είναι είτε συμφυρματοπαγείς είτε εκκριματικοί ασβεστιτικοί.
- Η μελέτη των δειγμάτων στο μικροσκόπιο μας έδωσε την ευκαιρία να συγκρίνουμε ορισμένα χαρακτηριστικά των κατωπλειοκαινικών και των μολασσικών αποθέσεων, από όπου προκύπτουν τα τελευταία από τα παραπάνω συμπεράσματα τα οποία ουσιαστικά επιβεβαιώνουν τις περιγραφές του Eltgen (1986).
- Από τις αναφορές του Eltgen (1986) σημαντικό είναι να αναφέρουμε ότι:
- Αυτός προσδιορίζει ολόκληφο το Πλειόκαινο στην περιοχή μελέτης και όχι μόνο το Κάτω Πλειόκαινο.
 Συγκεκριμένα περιγράφει το κατώτερο, μέσο και ανώτερο Πλειόκαινο στις θέσεις ANA του Πολύλακκου και ΝΔ του Αξιοκάστρου (Εικ. 1).
- Το όριο Μειόκαινου-Πλειόκαινου μπορεί να προσδιοριστεί εύκολα από την σχεδόν ολοκληρωτική έλλειψη πολλών συμφυρματοπαγών στο κατώτερο Πλειόκαινο, μια ολόκληρη σειρά από εκκριματικούς τύπους βενθονικής έως πελαγικής προέλευσης. Πολλά είδη που ανήκουν στους αντιπροσώπους των Miliolidae, Nodosariidae, Globigerinidae στο Μειόκαινο, δεν απαντούν στο Πλειόκαινο.

 Σε μια τομή δυτικά της Τραπεζίτσας, στην κάμψη του Αλιάκμονα στη συμβολή με τον Πραμορίτσα, στη βάση της ακολουθίας των εναλλασσόμενων κροκαλοπαγών και ψαμμιτών βρίσκεται το ουσιαστικό όριο Μειοκαίνου – Πλειοκαίνου. Παρ'ότι στο κροκαλοπαγές δεν βρέθηκαν απολιθώματα, η άποψη αυτού στηρίζεται στο ότι τα πιο κάτω στρώματα είχαν μειοκαινικά τρηματοφόρα, τα οποία δεν μπόρεσαν να βρεθούν πάνω από το κροκαλοπαγές.

Βεβαίως το σημαντικότερο όλων των παραπάνω είναι ότι τουλάχιστον στο χώρο αυτό στην περιοχή βόρεια των Γρεβενών υπήρχε θάλασσα τουλάχιστον κατά το Κάτω Πλειόκαινο. Όμως το ερώτημα είναι από πού επικοινωνούσε η θάλασσα που υπήρχε στην περιοχή μελέτης κατά το Πλειόκαινο με την τότε Μεσόγειο; Διότι ανατολικά της αναπτύσσεται η λεκάνη Σερβίων – Πτολεμαϊδας που έχει πληρωθεί με λιμναίες αποθέσεις πλειοκαινικής ηλικίας. Νότια επίσης δεν υπάρχουν θαλάσσιες αποθέσεις πλειοκαινικής ηλικίας επομένως θα πρέπει να εξεταστεί η περίπτωση της επικοινωνίας προς τα βόρεια και δυτικά της περιοχής μελέτης. Το σίγουρο είναι ότι ο παλαιογεωγραφικός χώρος της περιοχής μελέτης κατά το Πλειόκαινο πρέπει να ήταν πολύ διαφορετικός από τον σημερινό και σημαντικό τμήμα, αν όχι το σημαντικότερο, των ανυψωτικών κινήσεων να έχει λάβει χώρα κατά το Τεταρτογενές δηλαδή τα τελευταία 3.4Mα.

4. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ

- BIZON G. & BIZON J.J., 1967.- Microfaunes planctoniques de Paléogene supérieur et du Néogène marins en Grèce occidentale. *Giornale di Geol. Ann. Mus.* Geol.ser. 2, XXXV, fasc, II, 313-330, Bologna.
- BIZON, G., BIZON, J. J. AVEC COLL. AUBERT, J. & OERTL, I., 1972.- Atlas des principaux foraminifères planctoniques du bassin méditerranéen Oligocène à Quaternaire. Edition technip., 316 p., Paris.
- BIZON G. & BIZON J.J., 1984.- Ecologie des microorganismes en Mediterranee occidentale «ECOMED». Assoc. Fr. Techn. Petr. Paris
- BRUNN, J.H., 1956.- Contribution à l'étude géologique de Pinde septentrionale et de la Macédoine occidentale. Ann. Géol. Pays Hellén., 7, 1-358.
- BUKRY, D., 1973.- Coccolith stratigraphy Leg 13, Deep Sea Drilling Project. In Ryan, W.B.F., Hsu, K. J. *et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 1, Washington (U.S. Govern. Print. Off.), 817-822.
- ELTGEN, H., 1986.- Feinstratigraphisch Fazielle Untersuchungen an Pliozän Sedimenten im Tertiarbecken Südlich Neapolis/Kozani, Nordgriechenland. É.G.M.E. Geol. Geoph. Res., Special Issue, 107-115.
- FAUGERES, L. & VERGELY, P., 1974.- Existence de déformations en compression d'age quaternaire ancien (Villafranchien supérieur) dans le Massif du Vourinos (Macédoine occidentale, Grèce). C.R. Acad. Sc. Paris, 278, sér. D, 1313-1316.
- FERMELI,G.& IOAKIM C., 1992.- Biostratigraphy and paleoecological interpretation of Miocene succession in the molassic deposits of Tsotylio, Mesohellenic Trench (Grevena area, N. Greece). *Paleont. i Evol.*, 24-25, 199-208.
- ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ Ι. & ΜΠΑΚΟΠΟΥΛΟΥ Α., 1999. Μοφφοτεκτονικές παφατηφήσεις στη λεκάνη του ποταμού Πραμοφίτσα (Γρεβενά). Πρακτικά 5^{ου} Πανελλήνιου Γεωγραφικού Συνέδριου της Ελλ. Γεωγραφικής Εταιφίας, σελ. 94-100.
- GARTNER, S.JR. 1973. Absolute chronology of the Late Neogene calcareous nannofossil succession in the Equatorial Pacific. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 2021 2034.
- HARLAND, B., ARMSTRONG, R., COX, A., CRAIG, L., SMITH, A., SMITH, D., 1989.- A geologic time scale 1989. Publ. Cambridge Univ. Press, 125p.
- KOUFOS, G.D. AND KOSTOPOULOS, D.S., 1993.- A stenonoid horse (Equidae, Mammalia) from the Villafranchian of Western Macedonia, Greece. *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXVIII/3, 131-143, Athens.
- ΜΑΡΚΟΠΟΥΛΟΥ ΔΙΑΚΑΝΤΩΝΗ, Α., ΜΙΡΚΟΥ, Μ.Ρ., ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, Η., ΛΟΓΟΣ, Ε., ΛΟΖΙΟΣ, Σ., ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ, Ι. 1988 – Στρωματογραφικές παρατηρήσεις στα μεταλπικά ιζήματα της περιοχής Θουρίας Άνω Άμφιας (Ν. Μεσσηνίας) και νεοτεκτονική ερμηνεία τους. Πρακτικά 4^{ου} Γεωλογ. Επιστ. Συνεδρ. της Ελλ. Γεωλ. Ετ. Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Ετ. ΧΧΙΙΙ/3, 275-295.
- MARTINI, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation: Second Plank. Conf. Proc., Roma 1970, 2, 739-785.
- OKADA H. & BUKKRY, 1980 Supplementary modification and introduction of code numbers to the lowlatitude coccolith biostratigraphic zonation (BUKKRY, 1973, 1975). *Marine Micropaleontol.*, 5(3):321-325; Amsterdam.
- RIO, D., 1974.- Remarks on late Pliocene-early Pleistocene calcareous nannofossils stratigraphy in Italy. Ateneo Parmense, acta nat., 10,409-449.

- SOLIMAN H.A. & ZYGOJANNIS N., 1979B.- On the biozonation of the Oligocene sequences by foraminifera in the South Mesohellenic Basin, Northern Greece. *Proc., VI Coll. Geol. Aegean Region*, 3, 1085-1094, Athens.
- VENEC- PEYRE M.T. 1984 Ecologie des microorganismes en Mediterranee occidentale «ECOMED». Assoc. Fr. Techn. Petr. Paris
- ZYGOJANNIS N., & MÜLLER C., 1982.- Nannoplankton Biostratigraphie der tertiären Mesohellenischen Molasse (Nordwest-Griechenland). Z. dt. geol. Ges., 445-455, 1Add., 1 Tab. Hannover.

MESSINIAN BIOSTRATIGRAPHY BASED ON FORAMINIFERA AND OSTRACODES IN IONIAN ZONE OF ALBANIA K. BULI¹, S. PRILLO¹, N. BULI¹, L. KUMATI¹ AND R. ROQI¹

ABSTRACT

Messinian biostratigraphy based on foraminifera and Ostracodes was studied in several surface sections within Peqin-Durres region. The sections are located in the eastern and northwestern part of the Peri-Adriatic Foredeep (PAF) of Albania (Fig.1). The Thartor section is located more or less in the center of the region studied.

Its Messinian sediments in particular late Messinian one are well exposed and just in this place they represent the boundary of great differences between these sediments and those that could be occurred towards east or towards south. Firstly, here well distinguished the preevaporitic sequence which very rapidly wedge-out towards southeast. Secondly, here is the latest southeast boundary of gypsum blocks occurrence. Moreover in this section the lack of "lago-mare" biofacies is apparently owing to its erosion. Towards northern and western sections the lower boundary of "lago-mare" biofacies is well determined lithologically and faunistically. Towards southeast and eastern sections this boundary determined also by first occurrence of *Cyprideis, Candona* etc., as above but it seems to be not synchronous from section to section. In this aspect this "lago-mare" biofacies is focused in the latest Messinian only, in this aspect it could be called "Tethyan lago-mare" biofacies.

KEY WORDS: Biostratigraphy, Messinian, Foraminifera, Ostracods, "Lago- mare" Biofacies-Ionian Zone.

1. INTRODUCTION

In 1994, Prillo and Hasanaj gave information on the presence of "lago-mare" biofacies in the Durres region. Later Prillo and Kumati (1996) based on the re-examination of foraminifera and ostracodes of several previously sampled sections (Dalipi et al, 1974; Prillo, 1981) gave a more complete regarding late Messinian "lagomare" biofacies. However many geologists of our country the conglomeratic beds occurred along Miocene/ Pliocene boundary continued to consider them as Pliocene basal conglomerates. In order to explain their real stratigraphic position by Kumati et al. (1999) were carried out several sections cross-exposed Messinian sediments along all eastern and northern part of PAF. In this work concluded that in most cases above mentioned conglomeratic beds included in "lago-mare" biofacies and rare they represent Pliocene basal conglomerates.

2. MESSINIAN BIOSTRATIGRAPHY OF SECTIONS STUDIED

Here is given biostratigraphic description of Progem, Thartor, Kernukje and Durres sections (Fig. 1, 2, 3). These sections were carried out cross the general extension of late Miocene sediments, beginning from southeast to northwest. First Progem and Thartor are similar with each other as concerning their lithology and faunistic content. The both sections are devoid planktonic forams in their Messinian sediments.

However the stratigraphic distribution of benthonic forams biofacies and ostracode biozones were established by comparison using Mediterranean planktonic forams zonation (Iaccarino, 1985;Prillo and Hasanaj, 1994).

The biostratigraphic description of two other sections is given separate.

3. TORTONIAN/MESSINIAN BOUNDARY OF PROGEM AND THARTOR SECTIONS(FIG. 1, 2)

The both sections were sampled close to marked organic limestone horizon. Only first samples (Progem 214) and (Thartor 226) contain planktonic foram which document the entry into late Tortonian, *Globigerinoides extremus* Zone. In the both sections all their rest part is represented only by benthonic fauna like *Ammonia*

^{1.} Oil and Gas Geological Institute Fier, Albania





- 615 -

F16.2



₹

- 616 -

inflata frequent biofacies (Prillo et Kumati, 1996) and Cytheridea acuminata s.l.-Buntonia Zone (Ostracoda).

Globorotalia conomiozea Zone

Under the existing conditions, the latest Tortonian and all Messinian sediments are characterized by shallow, without planktonic foram sediments. They represented by the prevailing thick to massive sandstones alternating with clay layers, which in most of cases contain Oyster banks. In first samples of this interval, Progem 181 and Thartor 240 and by its end, Progem 200 and in particular Thartor 258 were found a lot of gypsum crystals. Here is difficult to bring at the same biostratigraphic level benthonic data with planktonic ones. Taking into consideration data of the present study sections and those of previous study, which contain as benthos and plankton, here is given an interval more or less equivalent with *G. conomiozea* Zone that corresponds with range distribution of *Ammonia tepida-Ammonia latiseptata* also it characterized by *Cyprideis* dominant biofacies. In Thartor by the end of this biofacies an organic limestone-sandstone level with *Ammonia punctato-granosa* etc. occurs. This level, which does not occurred in Progem section, apparently demonstrates the beginnings of differences in sedimentary basin from section to section.

Globigerina multiloba Zone

In Progem, this zone or its equivalences could not be established. In Thartor it is not well documented from sample 264 to 274 and it represents a preevaporitic sequence characterized by prevailing blue-grey unstratified clays and clayey marks. Here these clays contain very rare planktonic foram represented by very small *Globigerina quinqueloba*, *G.* cf. *multiloba* and reworked foram like *Globorotalia mayeri*, *Globoquadrina dehiscens* etc.

Non – Distinctive Zone

Under this definition we understand all late Messinian sediments, which, do not contain any index fossil and are usually very poor in fauna, which along their extension are replaced by gypsum blocks, which also occurred close to Pliocene basal conglomerates. In contrast, in Progem such a zone has a considerable thickness starting from sample 202 to 208 reaching over 250m thickness. Its lower part represented by blue-grey to reddish clays and marls, while its middle part represented by a marker horizon over 10m thickness with conglomerate and massive sandstone which previously considered as Pliocene basal conglomerates. Now it is included in so-called "lago-mare" biofacies and apparently it represents the latest Messinian "continental" transgression (Cita et al., 1980). Higher up, again occur grey unstratified clays without fauna which in their upper part passes into stratified clays alternating with thin siltstone and sandstone layers. Here in sample 208 are found frequently *Cyprideis* and pelecypods. At the beginning of this zone, sample 202 also was found very rare *Candona*. In sample nr.209 (5m above sample nr.208) documented Pliocene *Sphaeroidinellopsis* Acme zone, without remarkable horizon at Miocene/Pliocene boundary of Progem section.

Globorotalia conomiozea zone, in Kernukje section (Fig. 2, 3)

This is the only surface section in PAF, where well exposed deep-sea sediments of the Messinian in age. It could be used as type-section in Albania for Messinian stage if its lower boundary would not be tectonic (Fig. 2, 3).

Its lithology is represented by prevailing blue-grey unstratified clays and clayey marls. These sediments are generally abundant in planktonic and benthonic forams, however *G. conomiozea* rare occurs.

Globigerina multiloba Zone

This zone starts from sample nr, 400 to 403. Its lithology represents a preevaporitic sequence similar with Tripoli Fm. in Italy, and characterized by prevailing grey unstratified marls which in their lower part (with exception of samples 398, 399 that not contain any fauna) are usually more abundant in planktonic than in benthonic foram, and in contrary occur in their upper part which may be also very poor in fauna indicating probably for entry in next successive zone.

Non – Distinctive Zone

As above-mentioned, such a zone is equivalent with Non-Distinctive zone of Iaccarino (1985). In our case its lower boundary starts from sample nr. 404 to 411. All these samples are rich in gypsum crystals and without fauna. In this zone was also included the next interval from sample 412 to 416. Its lower part is represented by

grey to dark unstratified marls, which contain very rare *Cyprideis*. The middle part of this interval is represented, as Progem section, by a marker thick conglomerate-massive sandstone horizon over 10 m thickness. Higher up the interval is represented again by grey unstratified marls, rich in *Cyprideis* and pelecypods. This entire interval seems to be characterized by non-marine sediments of "lago-mare" biofacies, which according to Kumati et al. 1999 belong to *Candona-Cyprideis* zone.

Durres section (Fig. 2, 3)

In this surface section are exposed almost only sediments of Non-Distinctive zone (Kumati et al. 1999) and their Miocene/Pliocene boundary. The older sediments of Messinian in Durres are documented by some boreholes drilled along today Adriatic coast.

Non - Distinctive Zone

It starts from sample 430 to 441. This entire zone here can be divided in two intervals. First starts from Adriatic coast to base of conglomeratic horizon and represented by alternating thin clay and siltstone layers which often contain also gypsum crystals and at the top of this interval a gypsum bed with maximal thickness 1.5 occurs. Close to this bed here starts next interval, which ends with ending of entire Messinian sediments. In its lower part represented by conglomerate massive sandstone horizon and gypsum crystals (sample 431). The rest part of this interval represented by grey unstratified clays in its lower part. Higher up the clays pass into alternating thin siltstone and thicker sandstone and again in its uppermost part grey to reddish unstratified marls occur which often contain *Cyprideis* and pelecypods. This entire interval, over 250m thickness previously was given Pliocene in age. Present Miocene/Pliocene boundary is undistinguishable lithologically, but well determined thanks to the presence of Sph. A. zone prior to first appearance of *Globorotalia margaritae*.

CONCLUSIONS

The northwestern part of studies region is characterized by the presence of a late Messinian gypsum bearing Formation the ending of which could be used as the lower boundary of so-called "lago-mare" biofacies. Here this biofacies can be recognised owing to the frequent presence of *Cyprides* genus or *Cyprideis-Candona* association. Also in all gypsum bearing sections of this part of the region is interesting the presence of a thick conglomerate-sandy unit at different levels within "lago-mare" biofacies. Such a unit is also occurred in the southeastern, without gypsum part of the region. Here is difficult to determine the lower boundary of Tethyan "lago-mare" biofacies because *Cyprideis* or *Cyprideis-Candona* associations and conglomerate-sandy unit could be also found in the middle or lower part of Messinian sediments, which do not contain any gypsum bed.

REFERENCES

CITA, M.B., SCHILLING, A.V. and BOSSIO, A. 1980 – Stratigraphy and Paleoenvironment of the Cuevas del Almanzora section (Vera Basin, Spain)

Riv.Ital.Paleont. 86, n.1, p. 215-240

- DALIPI, H., NASTO, Th., DALIPI, V., dhe PRILLO S. 1974 Stratigrafia dhe paleogjeografia e depozitimeve te Miocenit mesem, Miocenit te siperm dhe Pliocenit ne UPA. Fondi i ING Fier
- IACCARINO, S. 1985 Mediterranean Miocene and Pliocene planktonic foraminifera Plankton Stratigraphy. Cambridge University Press. p. 283-314
- PRILLO, S. 1981 Biostratigrafia e depozitimeve te Neogenit ne Ultesiren e Tiranes dhe ne UPA ne baze te studimit te fossileve Ostrakode ne depozitimet e Neogenit. *Nafta dhe Gazi*, nr. 1, Fier 1981.
- KUMATI, Ll., PRILLO, S. dhe BULI, K. 1999. Deshifrimi stratigrafik i depozitimeve detare dhe liqenoree te Messinianit ne baze te Ostrakodeve ne rajonin Vlore-Durres. Fondi i ING Fier
- PRILLO, S.& HASANAJ, L. 1994 Studimi kompleks biostratigrafik i depozitimeve te Miocenit mesem dhe te siperm, per konkretizimin e kateve Langhian, Serravallian, Tortonian e Messinian sipas stratotipeve te Mesdheut (unpublished).
- PRILLO, S. & HASANAJ, L. 1999 Biostratigrafia the interpretime paleoekologjike per depozitimet e Pliocenit ne Shqiperi. Fondi ING Fier.
- PRILLO, S. & KUMATI Ll. 1996 The stratigraphic and paleoecological significance of the Bolivinitidae from the Serravallian to Pliocene sediments from Durres to Lushnja area (unpublished).

PALAEOGEOGRAPHIC AND PALAEOCEANOGRAPHIC IMPLICATIONS OF NEW AND REVISED BIO-CHRONOSTRATIGRAPHIC CONSTRAINTS FROM THE PROFITIS ILIAS UNIT (RHODES, GREECE)

T. DANELIAN¹, M. BONNEAU², J.P. CADET², A. POISSON³ & B. VRIELYNCK¹

ABSTRACT

Middle Oxfordian-early Kimmeridgian radiolaria, extracted from the top of radiolarites of Profitis Ilias unit (Rhodes island), suggest that the latter are essentially Middle Jurassic in age and the overlying siliceous shales Late Jurassic. The previously identified Calpionellid horizon at the top of Profitis Ilias siliceous marls is now regarded as early Valanginian in age. The above chronostratigraphic constraints allow tentative correlations to be made between Profitis Ilias and Pindos-Olonos sedimentary units. Finally, the palaeoceanographic significance of the studied series in Rhodes and potentially similar pelagic sequences in the Marmaris area of Turkey are discussed.

KEYWORDS : Radiolaria, Radiolarites, Rhodes, Greece, Hellenides, Taurides

1. INTRODUCTION

One of the major problems that still remains unsolved in Eastern Mediterranean geology is the connection of Mesozoic sedimentary sequences between the Hellenides, in Greece, and the Taurides, in southern Turkey (Bernoulli *et al.* 1974, Aubouin *et al.* 1976, Harbury & Hall 1988). This is true despite the fact that these areas are amongst the best studied parts of the Alpine mountain belts which derived after the closure of Tethys.

Improved understanding of the Mesozoic-early Tertiary geological evolution of individual areas in the SE Aegean is of key importance for meaningful correlation of tectonic and palaeogeographic units between Greece and Turkey. For this reason we recently undertook new fieldwork on the island of Rhodes (Fig. 1A) to improve our understanding of the stratigraphy of the Profitis Ilias unit -an essentially pelagic carbonate sequence- and its tectonic relation to adjacent units (i.e. platform/slope sequences, ophiolites).

The particular interest of this unit is that for a long time it has been considered as the easternmost lateral extension of the Pindos-Olonos zone, based essentially on studies which were conducted over 25 years ago (Orombelli & Pozzi 1967, Aubouin & Dercourt 1970, Aubouin *et al.* 1976). More recent studies disputed this conclusion, arguing that the Profitis Ilias sedimentary sequence originated from a basin situated at a further external palaeogeographic position than the Gavrovo-Tripolitsa zone (Harbury & Hall 1988). However, no comprehensive stratigraphic work has been undertaken since 1975 on the Profitis Ilias sedimentary sequence, despite major progress in our understanding of the Pindos-Olonos zone stratigraphy in mainland Greece and the Peloponnese (Fleury 1980, Thibault *et al.* 1981, De Wever & Cordey 1986) and/or in the light of modern radiolarian taxonomy and biostratigraphy.

In this paper we revise the Jurassic to Lower Cretaceous stratigraphy of the Profitis Ilias sedimentary sequence in the light of some preliminary bio-chronostratigraphic results based on extracted radiolaria. We further compare the Profitis Ilias lithostratigraphic units with formally defined formations of the Pindos-Olonos zone in mainland Greece. Finally, we dicuss the palaeoceanographic significance of Middle/Late Jurassic radiolarites and Lower Cretaceous carbonates of the Profitis Ilias sequence.

2. GEOLOGICAL AND STRATIGRAPHIC FRAMEWORK

The Profitis Ilias unit crops out in the northern-central part of the island of Rhodes (Fig. 1B); it is essentially composed of pelagic carbonate and siliceous sedimentary rocks covering the Late Triassic to Late Cretaceous interval ; it is thrusted over the Archangelos unit -a Mesozoic platform/slope sedimentary sequence- and is

^{1.} Département Géologie Sédimentaire, UPMC, CRNS-ESA 7073, C.104, 4, place Jussieu, 75005 Paris

^{2.} Département de Géotectonique, UPMC, CNRS-ESA 7071, C.129, 4, place Jussieu, 75005 Paris

^{3.} Université PARIS XI, Centre d'Orsay, 91405 Orsay Cedex

tectonically overlain by ophiolitic rocks (Renz 1929, Orombeli & Pozzi 1967, Mutti et al. 1970, Leboulenger & Matesco 1975, Aubouin et al. 1976).



Figure 1. A) Outline of the main Mesozoic palaeogeographic zones in Greece. B) Ouline map of Rhodes including the main outcrops of the Profitis Ilias unit (after Leboulenger & Matesco 1975).

The oldest known sedimentary rocks assigned to the Profitis Ilias unit are Carnian alternations of sandstones and marls, containing some limestone intercalations. They are overlain by siliceous limestones with *Halobia*, dated as Norian in age. Thinly-bedded Liassic(?) limestones with chert nodules follow upwards, which are overlain by brown-rose marly and breccia limestones. Several tens of meters of undated red-brownish radiolarites (cyclic alternations of radiolarian chert beds and shaly intervals) punctuate the essentially carbonate sequence with an easily recognizable lithology. Siliceous marly shales overly the radiolarites, passing upwards to siliceous marls, at the top of which a Calpionellid horizon was reported (Leboulenger & Matesco 1975). Considered at the time as Berriasian, the age of this level is now doubtful and likely to be late Valanginian, as we discuss further below.

Pelagic limestones with minor intercalations of marly and siliceous intervals follow further up the sequence and they are well dated by means of planktic foraminifera. It is noteworthy that ophiolite-derived fragments are reported in one Campanian intercalation of breccia limestone (Leboulenger & Matesco 1975). Finally, the Maastrichtian flysch ends the sedimentary cycle.

3. PREVIOUS RADIOLARIAN DATA

A single radiolarian species (*Lithocampe mediodilatata*) was identified by Riedel (*in* Leboulenger & Matesco, 1975) in the last marly limestone beds underlying the radiolarites of the Profitis Ilias unit. A Late Jurassic (Tithonian) age was suggested at the time for the radiolarites and accepted as such in later works (Harbury & Hall 1988). However, this early attempt to date the Profitis Ilias radiolarites is over 20 years obsolete, as modern taxonomy and the first biozonations for Mesozoic radiolaria were only established in the late seventies (i.e. Pessagno 1977). The radiolarian morphotypes assigned to *L.mediodilatata* are now known under the binomial *Mirifusus dianae* (Róst) *s.l.*, a species comprising 3 subspecies and covering the Mid Jurassic (late Bathonian/ early Callovian) to Early Cretaceous (late Hauterivian) interval (see Baumgartner *et al.* 1985a).



Figure 2. Jurassic and Cretaceous synthetic log of the Profitis Ilias unit, based on observations along several sections by Leboulenger & Matesco (1975, modified). On the right is presented the detailed lithostratigraphy of radiolarites at the Xerovourna section, with the position of samples studied herein. On the left, a tentative correlation is made with the lithostratigraphic units of Pindos-Olonos Zone, as defined by Fleury (1980).

4. NEW RESULTS

In order to improve the chronostratigraphic framework of the Profitis Ilias radiolarites and overlying sediments, we visited the Xerovourna section, situated west of the village of Archangelos, at the eastern part of the island (Fig. 1B). The section is more precisely situated 3 km north of the village of Malona and it was already carefully described (Leboulenger & Matesco 1975).

Radiolarites and overlying sedimentary rocks were sampled on the southwestern flank of the valley, starting from the bottom of the stream upwards. The contact with the underlying limestones was not observed, as it is covered by scree. Radiolarites here are about 40 metres thick, although their original thickness might be slightly exagerated due to folds, present in some parts of the section (i.e. between samples XER-1 and XER-2 on Fig. 2). Five samples were collected throughout the radiolarian chert sequence, but only one sample (XER-4), coming

from the top of the formation, yielded a well-preserved radiolarian assemblage which allows for a confident age assignement.

The following radiolaria were identified: Acanthocircus suboblongus minor Baumgartner in Baumgartner et al. 1995b(Fig. 3a) Archaeodictyomitra labronica Chiari, Cortese & Marcucci in Chiari et al., 1997 (Fig. 3b) Cinguloturris (?) venusta Chiari, Cortese & Marcucci in Chiari et al., 1997 (Fig. 3c) Sethocapsa leiostraca Foreman 1973

Parvicingula dhimenaensis Baumgartner 1984 s.l.

Transhsuum maxwelli (Pessagno 1977) gr. (Fig. 3d)

Williriedellum crystallinum Dumitrica 1970 (Fig. 3e)

Zhamoidellum ovum Dumitrica 1970 (Fig. 3f)

The identified radiolarian species characterize the Unitary Association Zones (UAZ) 9-10 of the recently established biozonation by Baumgartner *et al.* (1995a); they can be therefore correlated with the middle-late Oxfordian to early Kimmeridgian time interval. Moreover, *A.labronica* and *C.(?)venusta* are only known from the UAZ 8-9 so far (Chiari *et al.* 1997), which might indicate that the age of sample XER-4 is limited to the UAZ 9 (middle-late Oxfordian).

5. DISCUSSION

Assuming that the average sedimentation rate of the Profitis Ilias radiolarites (average rate for lithified sediments) is comparable to the one estimated for radiolarites of the Pindos-Olonos Zone (1.8-2 m/Ma ; De Wever & Cordey 1986), it is likely that the median-lower parts of this formation in Rhodes are Middle Jurassic in age. It is now well-established that the Middle Jurassic was a favorable time for the accumulation of radiolarites in western Tethyan basins (De Wever *et al.* 1993). This is partly due to the estuarine circulation of western Tethys, drawing nutrients from the Palaeopacific (Baumgartner 1987) and favoring the bloom of radiolaria. In addition, the drastic reduction, since the Bajocian, of carbonate production on the platforms, cut off any major input of periplatform carbonate ooze into the basins (Bartolini & Cecca 1999), which were starved already from any substantial input of planktic calcareous productivity (i.e. calcareous nannofossils) in pre-Cretaceous times.

Given the middle Oxfordian-early Kimmeridgian age of the top of Profitis Ilias radiolarites, the overlying siliceous and slightly marly shales, could be correlated with the upper part of Radiolarites s.s. formation of the Pindos-Olonos zone (Fig. 2). The latter is essentially Late Jurassic (Kimmeridgian-Tithonian) in age (De Wever & Cordey 1986) and often contains centimeter-thick shaly intervals and thin limestone beds intercalated with radiolarian cherts (Fleury 1980).

The Calpionellid limestones («Calcaires à Calpionelles»; late Tithonian to early Valanginian; Fleury 1980) overlying the Radiolarites s.s. of the Pindos-Olonos Zone are of particular significance. This is because the presence of Calpionellids in these limestones provides both precious chronostratigraphic constraints and identification of a marker lithostratigraphic unit within the Pindos-Olonos sedimentary sequence (Fleury 1980, Thibault et al. 1981). In this context, the Calpionellid level reported by Leboulenger & Matesco (1975) at the top of the siliceous marls at Xerovourna section is of particular importance. It is one amongst the rare Profitis Ilias outcrops on Rhodes island which clearly display the passage of (Middle-)Late Jurassic radiolarites to Early Cretaceous micritic limestones. The age of this Calpionellid horizon has been considered as late Berriasian, based on the identification of the following assemblage : Calpionellopsis oblonga (CAD.), C.simplex (COL.), Calpionellites darderi (COL.), Calpionella elliptica CAD., Tintinopsella carpathica (MURG. & FIL.) and T.longa (COL.). However, the previoulsy assigned Berriasian age is questionable, because C. darderi is a species restricted in the early Valanginian and it does not co-occur with C. elliptica (see Remane, 1985). It is likely that the latter species is misidentified, in which case the age of this Calpionellid horizon at Xerovourna would be rather the early Valanginian. For this reason, the base of the marly unit at Xerovourna (which reflects a substantial increase of the sedimentary sequence in carbonate content following the underlying siliceous shales) is tentatively correlated with the base of the Calpionellid limestone formation of the Pindos-Olonos zone. However, further biostratigraphic work is needed to validate this hypothesis.

As discussed by Mpodozis (1977) and Fleury (1980), the bulk of the Pindos-Olonos' Calpionellid limestones is made of calcareous nannofossils (Maiolica facies). Their accumulation in the Pindos-Olonos basin is recorded since the Late Tithonian, at the same time as in a great number of western Tethyan and Atlantic basins, reflecting a major facies change (radiolarite to Maiolica limestone) in all these basins, regardless of their palaeogeographic setting (Bernoulli 1972; Fourcade *et al.* 1993).

It is likely that the "Maiolica event" resulted from the response of calcareous nannoplankton to environ-



Figure 3. Scanning electron micrographs of some age diagnostic radiolarian species from the top of Xerovourna radiolarites. All illustrated species were extracted from sample XER-4 a) Acanthocircus suboblongus minor, x150; b) Archaeodictyomitra labronica, x200; c) Cinguloturris (?) venusta, x300; d) Transhsuum maxwelli, x150 (proximal part is broken); e) Williriedellum crystallinum, x300; f) Zhamoidellum ovum, x320.

mental/oceanographic changes (i.e. migration of calcareous nannofossils from the shallow shelves and epicontinental seas to the open ocean; Roth, 1986, 1989), in relation to the combined effect of climatic and tectonic causes.

6. CONCLUSIONS

Preliminary palaeontological and biostratigraphic results on extracted radiolaria from the top of Profitis Ilias radiolarites allow for a middle Oxfordian to early Kimmeridgian (probably only Oxfordian) age assignement. The previously assigned Berriasian age to the Calpionellid assemblage identified at the top of the siliceous marks at Xerovourna is questionable and more likely to be early Valanginian.

Based on the above new and revised chronostratigraphic constraints the following comparison is suggested with respect to Pindos-Olonos formations :

The Profitis Ilias radiolarites can be correlated with the lower and middle parts of Radiolarites *s.s.* formation, while the upper part of the latter could be represented in Rhodes by the siliceous shales overlying the Profitis Ilias radiolarites. We tentatively correlate the Profitis Ilias siliceous marks with the Calpionellid lime-stones of Pindos-Olonos.

Consequently, our results enhance the correspondance between the Profitis Ilias and Pindos-Olonos sedimentary sequences, pointed out in previous works (Leboulenger & Matesco 1975, Aubouin et al. 1976). They highlight the similarities of the Middle Jurassic to Lower Cretaceous sedimentological evolution of sequences which are today approximately 900 km apart along the hellenic arc (i.e. between Karpenissi and Xerovourna). Mesozoic pelagic sedimentary sequences recording a similar evolution as the Pindos-Profitis Ilias series are also present in the Marmaris area of SW Turkey (the Turunŋ Subgroup; Ersoy 1995) and are likely continued eastwards in the western Tauride mountain belt (Senel 1997, Marmaris and Fethiye maps).

ACKNOWLEDGMENTS

Financial support from the CNRS (FR32 and ESA 7073) is greatly acknowledged). J.Saintfourges and R.Pussin assisted with laboratory work, E.Masure with the SEM, Ph.Ranguis with photography and C.Abrial with draw-

REFERENCES

ing.

- AUBOUIN J. & DERCOURT J. (1970). Sur la géologie de l'Egée : regard sur le Dodécanèse méridional (Kasos, Karpathos, Rhodes), *Bull. Soc. Géol. France*, (7), 12: 455-472.
- AUBOUIN J., BONNEAU M., DAVIDSON J., LEBOULENGER P., MATESCO S. & ZAMBETAKIS A. (1976). Esquisse structurale de l'Arc égéen externe : des Dinarides aux Taurides. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XVII, n°2 : 327-336.
- BARTOLINI, A. & CECCA, F., 1999. 20 My hiatus in the Jurassic of Umbria-Marche Apennines (Italy) : carbonate crisis due to eutophication. C.R.A.S. Paris, 329: 587-595.
- BAUMGARTNER P.O. (1984). Middle Jurassic-Early Cretaceous low-latitude radiolarian zonation based on Unitary Associations and age of Tethyan radiolarites. *Eclogae Geol. Helv.*, 77/3 : 729-837.
- BAUMGARTNER, P.O., 1987. Age and genesis of Jurassic Radiolarites. Eclogae geol. Helv., 96/3: 601-626.
- BAUMGARTNER, P.O., BARTOLINI, A., CARTER, E.S., CONTI, M., CORTESE, G., DANELIAN, T., DE WEVER, P., DUMITRICA, P., DUMITRICA-JUD, R., GORICAN, S., GUEX, J., HULL, D.M., KITO, N., MARCUCCI, M., MATSUOKA, A., MURCHEY, B., O'DOGHERTY, L., SAVARY, J., VISHNEVSKAYA, V., WIDZ, D. & YAO, A. (1995a). Middle Jurassic to Early Cretaceous Radiolarian Biochronology of Tethys based on Unitary Associations. In *Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology*, (eds P.O. Baumgartner et al.), pp. 1013-1048. Mémoire de Géologie (Lausanne) 23.
- BAUMGARTNER, P.O., O'DOGHERTY, GORICAN, S., DUMITRICA-JUD, R., DUMITRICA, P., PILLEVUIT, A., URQUHART, E., MATSUOKA, A., DANELIAN, T., BARTOLINI, A., CARTER, E.S., DE WEVER, P., KITO, N., MARCUCCI, M., & STEIGER, T., (1995b). Radiolarian catalogue and systematics of Middle Jurassic to Early Cretaceous Tethyan genera and species. In *Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria* of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology, (eds P.O. Baumgartner et al.), pp. 37-685. Mémoire de Géologie (Lausanne) 23.
- BERNOULLI, D., 1972. North Atlantic and Mediterranean mesozoic facies: a comparaison. In: C.D. Holister, J.I. Ewing et al., Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj., XI: 801-881.
- BERNOULLI D., DE GRANCIANSKY P.C. & MONOD O. (1974). The extension of the Lycian nappes (SW Turkey) into the Southeastern Aegean islands. *Eclogae Geol. Helv.*, 67: 4-90.
- CHIARI, M., CORTESE, G., MARCUCCI, M. & NOZZOLI, N. (1997). Radiolarian biostratigraphy in the sedimentary cover of the ophiolites of south-western Tuscany, Central Italy. *Eclogae geologicae Helvetiae*, 90 : 55-77.
- DE WEVER P. & CORDEY F. (1986). Datation par les radiolaires de la formation des radiolarites s.s. de la série du Pinde-Olonos (Grèce) : Bajocian(?) Tithonique. *Mar. Micropal.*, 11 : 113-127.
- DE WEVER, P., AZÉMA, J. & FOURCADE, E., 1994. Radiolaires et Radiolarites: production primaire, diagenèse et paléogéographie. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine, 18(1): 315-379.
- DUMITRICA, P. (1970). Cryptocephalic and cryptothoracic Nassellaria in some Mesozoic deposits of Romania. Revue roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie, Série de Géologie 14, 45-124.
- ERSOY S. (1995). The syn-collisional deep-water sediments of the Marmaris Complex as a part of the Lycian Nappes, the SW Türkiye. *Int. Earth Sc. Coll. Aegean Reg.*, 9-14 Oct.'95, Izmir-Güllük, Turkey, Proc. Vol. 1 : 95-111
- FLEURY J.-J. (1980) Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin. Soc. Géol. Nord Publ., Lille, 4, 651 p.
- FOREMAN H. (1973). Radiolaria from DSDP Leg 20. In B.C. Heezen, J.D. MacGregor et al. Eds. D.S.D.P. Init.Reports, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 32 : 579-676.
- FOURCADE, E., AZÉMA, J., CECCA, F., DERCOURT, J., GUIRAUD, R., SANDULESCU, M., RICOU, L.E., VRIELYNCK, B., PETZOLD, M. AND COTTEREAU, N., 1993. Late Tithonian (138 to 135 Ma). In: J. Dercourt, L.E. Ricou and B. Vrielynck (Editors), Atlas Tethys Paleoenvironmental Maps. Explanatory Notes. Gauthier-Villars, Paris: 113-134.
- HARBURY N.A. & HALL R. (1988). Mesozoic extensional history of the southern Tethyan continental margin in the SE Aegean. J. Geol. Soc., London, 145: 283-301.
- LEBOULENGER P. & MATESCO S. (1975). Contribution à l'étude géologique de l'arc égéen. L'île de Rhodes. Unpublished Ph.D. thesis, Univ. Paris VI, 217p.
- MPODOZOIS C. (1977). Etude géologique de la région d'Agrapha (zone du Pinde, Evritanie, Grèce). Thèse 3e

cycle, Univ. Paris.

- MUTTI E., OROMBELLI G. & POZZI R. (1970). Geological studies on the Dodecanese Islands (Aegean Sea). Geological Map of the Island of Rhodes (Greece) explanatory notes. *Ann. Géol. Pays Hell.*, 22: 77-226.
- OROMBELLI G. & POZZI R. (1967). Il Mesozoico nell'Isola di Rodia (Grecia). Riv. Ital. Paleont., 73(2): 409-536.
- PESSAGNO, E.A.Jr. 1977. Upper Jurassic Radiolaria and radiolarian biostratigraphy of the California Coast Ranges. *Micropaleontology* 23(1), 56-113.
- REMANE, J., 1985. Calpionellids. In: H.M. Bolli, J.B. Saunders and K. Perch-Nielsen (Editors), Plankton Stratigraphy. Cambridge Univ. Press: 555-572.
- RENZ C. (1929). Geologische Untersuchungen auf den Inseln Cypern und Rhodos. Prakt. Akad. Athènes, 4 : 301-314.
- ROTH, P.H., 1986. Mesozoic palaeoceanography of the North Atlantic and Tethys Oceans. In: C.P. Summerhayes and N.J. Shackleton (Editors), North Atlantic Paleoceanography. *Geol. Soc. Spec. Publ. London*, 21: 299-320.
- ROTH, P.H., 1989. Ocean circulation and calcareous nannoplankton evolution during the Jurassic and Cretaceous. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 74: 111-126.
- SENEL M. (1997). 1:250 000 scale Geological Maps of Turkey, Marmaris and Fethiye Sheets. Gen. Dir. Min. Res. Expl. Ankara, Turkey.
- THIÉBAULT F., DE WEVER P., FLEURY J.J. & BASSOULET J.P. (1981). Précisions sur la série stratigraphique de la nappe du Pinde-Olonos de la presqu'île de Koroni (Péloponnèse méridional - Grèce) : l'âge des Radiolarites - (Dogger - Crétacé supérieur). Ann. Soc. Géol. Nord, : 91-105.

PALAEOENVIRONMENTAL SIGNIFICANCE OF A LATE MIOCENE BENTHIC FORAMINIFERA FAUNA FROM APOSTOLI FORMATION, CENTRAL WEST CRETE, GREECE

H. DRINIA¹

ABSTRACT

The palaeoenvironmental and palaeoecological reconstruction of the Apostoli Basin (Crete, Rethymnon Region) during early Late Miocene by means of benthic foraminifers is given. Biologically important factors, such as oxygen and nutrient content of sea-water, played a great role in the evolution of the palaeoecosystem. A gradual deepening took place during the deposition of the Apostoli Formation. The sediments of the lower part of the formation document a shallow-marine environment with vegetation in the neighborhood. In the middle part of the formation sediments are characterized by intermediate oxygenated conditions, whereas the upper part of it is characterized by the establishment of a restricted environment, where organic matter accumulates and infaunal opportunistic species capable of surviving in stressed conditions dominate, being favoured by abundant nutrients.

KEY WORDS: Crete, Late Miocene, Benthic foraminifers, palaeoenvironment.

1. INTRODUCTION

The study area forms part of the Apostoli Basin, which is located in the Rethymnon Region in Central West Crete. Meulenkamp (1969) established the geological setting of the basin, while Drinia (1996) revised its stratigraphy. In the meantime, biostratigraphical and stratigraphical research in the broader area of Rethymnon Province has been carried out by many workers (De Bruijn & Meulenkamp, 1972; Georgiades-Dikeoulia, 1974; Melentis, 1974; Symeonides & Sondaar, 1975; Meulenkamp, 1979; Georgiades-Dikeoulia, 1979; Frydas, 1989; Frydas & Keupp, 1992; Keupp & Kohring, 1999; Drinia et al., 1997; Drinia et al., 1998).

The Neogene succession of the Apostoli Basin includes coarse-grained fluviolacustrine deposits (Pandanassa Formation) and conglomerates with alternations of siliciclastic or carbonate shallow-marine sediments (Apostoli Formation). The marine facies gradually increases in thickness and changes into the overlying bioclastic lime-stones of the Rethymnon Formation.

The purpose of this paper is to reveal biotic and palaeoenvironmental trends in Apostoli Formation during the early Late Miocene by quantitatively analyzing benthic foraminiferal assemblages.

2. STUDY AREA

The studied Apostoli Formation has been sampled in the Apostoli section, which is situated near the village of Apostoli in the province of Rethymnon (Fig. 1).

The Apostoli Formation is mainly constituted by marly-silty sedimentation at the top of the siliciclastic succession of Pandanassa Formation. The transition from fluviolacustrine to marine sedimentation is marked by the appearance of burrowing features and marine fossils such as *Heterostegina* in conglomeratic-sandy deposits. Upwards the sequence passes into grey, bluish-grey and brownish-grey, silty or sandy clays, which yield a rich mollusc fauna.

The analysis of the deposits of the Apostoli Formation based on calcareous nannofossils (Drinia et al., 1997; 1998) allows the assignment of the formation to CN8a (upper part)/CN9a (top) biozones (Okada & Bukry, 1980, suggesting a Middle-Upper Tortonian age.

3. METHODS AND MATERIAL

In order to obtain insight into general palaeoenvironmental conditions, P/B ratios, the diversity of the benthics and the proportion of the most frequent taxon have been calculated. The P/B ratio is expressed as a calculation

^{1.} University of Athens, Dept.of Geology, Section of Hist. Geology-Paleontology, Panepistimiopolis, 157 84, Athens Greece.

of P/P+Bx100 (the percentage of planktonic foraminifers of the total foraminiferal population).



Fig. 1. The Apostoli section, at Apostoli, Province of Rethymnon.

In addition, the general relationship between depth and marine productivity espressed as % P = P/P + Bx100 (where P is for planktonic foraminifers and B is for benthic foraminifers) is described according to: Depth= $e^{(3.58718+(0.03534x\%P)}$ (Zwaan et al., 1990).

The diversity of the species per sample is measured by using the Shannon-Wiever formula (Margalef, 1968)which is:

Μ

 $H = -\Sigma p_i ln p_i$

i=1

where pi=ni/N (ni=the number of individuals of the ith species and N the total number of individuals) and M is the total number of species. Finally, the index of Evenness (J) is defined by the formula J=H/Hmax (Margalef, 1968) where H=diversity and Hmax=lnM.

4. PALAEOECOLOGICAL ANALYSIS

The study of the listed benthic foraminifers allows the following qualitative analysis of Apostoli Formation (Table 1):

Asterigerinata planorbis (D'ORBIGNY)	Gyroidinoides umbonatus (SILVESTRI)				
Ammonia beccarii (Linnaeus)	Hanzawia boueana (d'Orbigny)				
Ammonia perlucida (Heron-Allen&Earland)	Hoeglundina sp.				
Angulogenerina angulosa (Williamson)	Hoeglundina elegans (d'Orbigny)				
Astrononion sp.	Lagena sulcata (Walker&Jacob)				
Bigenerina sp.	Lenticulina sp.				
Bolivina antiqua d'Orbigny	Melonis pompilioides (Fichtel&Moll)				
Bolivina pseudoplicata Heron-Allen&Earland	Miliolidae				
Bolivina spathulata (Williamson)	Nodosaria scalaris (Batsch)				
Bolivina tortuosa Brady	Nodosaria sp.				
Bulimina aculeata (d'Orbigny)	Nonion depressulum (Walker&Jacob)				
Bulimina costata (d'Orbigny)	Nonion soldanii				
Bulimina elongata (d'Orbigny)	Nonionella sp.				
Cancris sp.	Oridorsalis umbonatus (Reuss)				
Cassidulina sp.	Paracassidulina sagamiensis Assano&Nacamura				
Cibicides sp.	Pullenia quinqueloba Reuss				
Cibicides dutemplei (d'Orbigny)	Reusella spinulosa (Reuss)				
Cibicides lobatulus (Walker&Jacob)	Rosalina globularis d'Orbigny				
Cibicides refulgens Montfort	Siphonina bradyana Cushman				
Cribrononion gerthi (Cole)	Siphonina reticulata Czizek				
Cribrononion asklundi (Brotzen)	Spiroplectamina carinata d'Orbigny				
Discorbis spp.	Textularia agglutinans d'Orbigny				
Elphidium spp.	Textularia candeiana d'Orbigny				
Elphidium crispum (Linnaeus)	Trifarina bradyi (Williamson)				
Elphidium fichtellianum (d'Orbigny)	Uvigerina bononiensis Fornansini				
Eponides sp.	Uvigerina cylindrica gaudrynoides d'Orbigny				
Fissurina orbignyana Sequenza	Uvigerina peregrina Cushman				
Fissurina bisulcata (Heron-Allen&Earland)	Uvigerina rutila d'Orbigny				
Globocassidulina subglobosa (Brady)	Valvulineria bradyana Formasini				
Gyroidinoides sp.	Valvulineria complanata (D'Orbigny)				
<i>Gyroidinoides soldanii</i> (d' Orbigny)					

Table 1: List of the determined benthic foraminifera

It is known that species fitness is primarily affected by changes in nutrient abundance and to a much lesser extent by factors such as salinity and temperature. Therefore, according to their reactions to environmental changes expressed in terms of food abundance-competition for food and salinity, the benthic foraminifers determined have been grouped in three categories (according to Zwaan, 1982).

Group A: comprises species showing an indifferent reaction to any environmental change, which means that they are greatly tolerant to physical/chemical changes. These species are mostly epiphytes or vegetation bound or show a positive correlation with epiphytes. These are the following: *Cibicides lobatulus, C. refulgens, Discorbis* spp., *Asterigerinata planorbis, Reusella spinulosa, Elphidium* spp., *Bolivina pseudoplicata,* miliolids, *Ammonia beccarii, Cibicides* sp.

<u>Group B</u>: is composed of species, which inhabit stable marine conditions. They show intolerance to oxygen deficiency as well as increased salinity and never proliferate during times of nutrient abundance. These are usually open marine species, which inhabit a considerable depth range, living mainly on muddy substrates. These species are: *Cibicides dutemplei, Hanzawaia boueana, Siphonina bradyana, Gyroidinoides* sp., *Uvigerina peregrina, U. rutila, Nonion soldanii, Melonis pompilioides* and agglutinants.

<u>Group C:</u> is represented by species, which tolerate a great deal of environmental change and are tolerant to oxygen deficiency as well as salinity increase. They proliferate during periods of nutrient abundance (stressed and nutrient-rich environments). These are: *Bolivina spathulata, Bulimina aculeata, B. elongata, B. costata, Cassidulina* sp., *Valvulineria complanata, Uvigerina cylindrica gaudrynoides.*

In addition, frequency curves have been created for the following species of group of species:

Uvigerina peregrina Group, (including U. peregrina, U. bononiensis, U. cylindrica gaudrynoides, U. rutila), Bolivina spathulata Group (Bolivina spathulata, B. antiqua, B. tortuosa and Bulimina aculeata, B. elongata, B. costata), Gyroidinoides soldanii Group (G. soldanii, G. umbonatus, Gyroidinoides sp. as well as Hoeglundina elegans, Melonis pompilioides, Pullenia quinqueloba, Nonion sp), Cibicides lobatulus Group (C. lobatulus, C. refulgens, C. lobatulus trans type refulgens, Cibicides sp.), Group of miliolids and Group of agglutinants.

SAMPLES	AP1	AP2	AP3	AP4	AP5	AP6	AP7	AP8
Benthic Forams	165	229	138	223	196	330	288	249
Planktonic Forams	36	102	71	104	100	435	216	368
Group A	63,9	45,8	20,5	28,1	28,4	28,3	48,1	27,7
Group B	17,4	39,7	51	40,2	42,2	40	22,1	20
Group C	8,7	2,3	4,6	3,6	4,2	18	8,8	41,8
C. lobatulus group	23,9	18,3	6,5	19	17,6	12	17,5	5
C. dutemplei group	4,3	9,2	7,4	4,1	4,2	16,7	3,7	2,5
B. spathulata group	7,6	4,6	4,6	3,6	8,4	21,6	10,9	41,4
G. soldanii group	2,2	13	8,3	12,9	7,8	5,9	9,6	5
U. peregrina group	0	6,8	1	11,3	20,4	3,8	4,6	13,1
Agglutinants	0	7,6	27,7	8,2	8,4	2,7	5,8	0
Miliolidae	1,1	10	8,3	6,7	8,4	1,1	0	1
Diversity (H)	2,22	1,8	2,31	2,28	2,28	1,2	2,5	2,41
Evenness (J)	0,89	0,62	0,93	0,89	0,89	0,4	0,92	0,89
P/P+B	0,18	0,31	0,34	0,32	0,34	0,57	0,43	0,6
Depth (m)	68,04	107,3	120,0	111,1	119,2	269,5	164,3	297,4

From the quantitative data (Table 2) and the plotted diagrams (Fig. 2) have been concluded:

The P/B+P ratio varies between 0.18 and 0.6. Relatively high values are confined to samples of the upper part of the Formation (Fig. 3a). The depth of deposition as has been reconstructed using the relevant formula ranges from 68.04 to 297.37 m wd (Fig. 3b) indicating the transition from middle neritic to the upper bathyal zone.

As far as the diversity and evenness indices are concerned (Fig. 4a, b), these remain constant with smallscale changes. Shannon diversity (H) values generally fluctuate between 1.2 to 2.5. Highest diversity is reached at sample AP7. The Evenness Index (J) remains constant for the eight samples ranging from 0.4 to 0.93 indicating a trend for predominance of a single species.

From the frequency diagrams (Fig. 2) it may be inferred that the entire section sampled is characterized by high percentage values of the representatives of the Group A and Group B.

The first three samples (AP1-AP3) of the section are characterized by a decline in the abundance of Group A and an increase of Group B. These three samples contain a rather rich and diversified benthic fauna, which points to a stable marine environment. Between the deposition of the layers corresponding to the samples AP1 and AP3, an important event must have taken place: the character of the faunal associations changes from shallow marine to deeper marine, indicating the establishment of stable conditions. In particular, the increase of Group B in sample AP3 may be due to the abupt increase of the representatives of the agglutinated Group. According to Kaminski et al. (1995), the prevalence of agglutinants indicates intermediate oxygenated conditions. Additionally, the same sample is characterized by rather low values of the P/B ratio. This low P/B ratio is generally associated with shallow water or restricted environments, but may also result from calcite dissolution, because planktonic foraminifers are generally more susceptible to dissolution than most of the benthics (Murray, 1991). Nini (1996) claims that the low P/B ratio and the high number of agglutinated tests could represent two different responses to the same environmental variation: partial dissolution of the planktonic tests or development of a primary agglutinated dominated fauna, better adapted to sea bottom conditions.

In sample AP4 an improvement in bottom conditions is indicated by the increase of *Cibicides* species, whereas in sample AP5, the abundance of *Gyroidinoides* and *Uvigerina* species indicates that oxygen and relatively few nutrients were available at the bottom. Sample AP6 show decreasing diversity, while the composition of the benthic association indicates that the nutrient level was considerably lowered. This low diversity indicates rather restricted bottom life (high levels of environmental stress at the sea-floor). Oxygen deficiency is an important component of this ecological stress.

In the case of AP7 sample, bottom conditions were slightly more favourable as this is indicated by the higher percentage values of group A and group B. The small percentage of the *Bolivina spathulata* group and the increase in percentage values of the *Cibicides lobatulus* group and *Gyroidinoides soldanii* group also support this fact. The high percentage of Group A of epiphytic species may indicate the proximity of vegetated areas. It should be borne in mind that this entire group might represent an allochthonous constituent of the assemblage.



- 631 -



Fig. 3a. Benthic and Planktonic Foraminifera distribution of the studied samples. 3b. Water depth distribution of the studied samples.



Fig. 4a,b.Diversity (H) and Evenness (J) indices in the studied samples.

The higher diversity of the sample corresponds to low levels of ecological stress, as commonly met in relatively stable and well-ventilated deep-sea environment (e.g. Boltovskoy & Wright, 1976; Murray, 1991).

Environmental conditions must have changed considerably during the deposition of the sample AP8. The conditions that led to the high numbers of representatives of Group C are not well understood. It is possible that an increase of the salinity played a role in the seas at the time. Representatives of this group are the least sensitive to hypoxia and therefore are typical for low oxygen environment. Moreover, the strong appearance of the *Bolivina spathulata* group suggests enhanced food levels, lowered oxygenation or a combination of these interrelated parameters (e.g. Corliss & Chen, 1988; Sen Gupta & Machain-Castillo, 1993). The reappearance of *Uvigerina peregrina* further supports that oxygen contents may be a controlling factor in its distribution. In addition, Seiglie (1968) *U. peregrina* to be correlated with sediments rich in organic matter.

5. CONCLUSIONS

A palaeoenvironmental and palaeoecological reconstruction of the Apostoli Basin during the early Late Miocene is suggested.

A gradual deepening took place during the deposition of the Apostoli Formation. Three critical episodes for the benthic foraminiferal fauna occur in the lower, lower-middle and upper part of the formation.

The lower part of the formation corresponds to a rather shallow marine environment with vegetation in the neighbourhood; epiphytes are mixed with a mud-dwelling association.

In the lower to middle part of the formation the character of the faunal associations changes. The develop-

ment of the representatives of Group B may be related to intermediate oxygenated conditions.

In the upper part of the formation, Group C represents the establishment of a restricted environment with abundant nutrients; where organic matter accumulates and infaunal opportunistic species capable of surviving in stressed conditions dominate.

The abrupt reappearance of representative species of Group A in this part of the formation may suggest that these shallow living species were all transported in a distal direction by plant-rafting and should therefore be considered as allochthonous in deeper mud environments.

The data indicate that biologically important factors such as oxygen and nutrient content of the waters played a great role in the palaeoecosystem evolution.

The benthic association up to sample AP6 points to ample nutrients and oxygen at the bottom. From sample AP6 onwards the faunal pattern points to a decreasing supply of nutrients and/or oxygen. Probably vertical circulation slowed down, owing to the increased surface temperature.

REFERENCES

BOLTOVSKOY, E. & WRIGHT, R. 1976. Recent Foraminifers. Dr. W. Junk, the Hague, 515 pp.

- BOLTOVSKOY, E. & TOTAH, V. 1985. Diversity, similarity and dominance in benthic foraminifersl fauna along one transect of the Argentine shelf. *Revue de Micropaleontologie*, 1(28), 23-31.
- CORLISS, B.H. & CHEN, C. 1988. Morphotype patterns of Norwegian Sea deep-sea benthic foraminifers and ecological implications. *Geology*, 16, 716-719.
- DE BRUJIN, H. & J.E. MEULENKAMP, 1972. Late Miocene rodents from the Pandanassa Formation (prov. Rethymnon), Crete, Greece. Proc. Koninklijke nederlanden Akademie van Wetenschappen, 75, 54-60.
- DERMITZAKIS, M.D., 1978. Stratigraphy and sedimentary history of the Miocene of Zakynthos island. Annales Geologiques des Pays Helleniques, 29, 47-186.
- DRINIA, H., 1996. Late Cenozoic clastic sedimentation in West Crete Apostoli Basin (Rethymnon Province). *PhD Thesis*, University of Athens, 187p., Athens.
- DRINIA, H., TRIANTAPHYLLOU, M.V. & DERMITZAKIS, M.D. 1997. Cyclic sedimentation and biostratigraphic-paleoecological analysis of the marine sediments of Potami section (Apostoli Basin-Rethymnon Province, Crete). Proceedings of the 5th Hellenic Symposium of Oceanography and Fishery, vol. 1, 419-422.
- DRINIA, H., TRIANTAPHYLLOU, M.V. & DERMITZAKIS, M.D. 1998. Sedimentary facies analysis and biostratigraphical implications of the fluvio-marine sediments of central-west Crete. R.C.M.N.S. Congress, May 27-29, 1998, Patras, Coll. Abstr., p. 26.
- DROOGER, C.W. & KAASSCHIETER, J.P.H. 1958. Foraminifers of the Orinoco-Trinidad-Paria Shelf. Rep. Orinoco Shelf Exp., Verh. Kon. Ned. Akad. Wet., afd. nat., ser. 1, vol. 22, 108pp.
- FRYDAS, D. & H. KEUPP, 1992. Kieseliges und Kalkiges Phytoplankton aus dem Neogen von NW und W Kreta/Griechenland. *Berlin geowiss. Abh.*, E3 :97-111, Berlin.
- KEUPP, H. & R. KOHRING, 1999. Kalkige Dinoflagellaten-Zysten aus dem Ober-Miozan (NN11) W von Rethymnon (Kreta). *Berlin geowiss. Abh.*, E30: 33-53.
- FRYDAS, D. & H. KEUPP, 2000. Biostratigraphical and paleontological research of Lower Pliocene diatoms and silicoglagellates from northwestern Crete, Greece. *Berlin geowiss. Abh.*, E34.
- GEORGIADES-DIKEOULIA, E. 1974. Les brachiopodes du Miocene moyen de l'ile de Crete (Aghii Assomati, Rethymnon). Annales geologiques des Pays helleniques, Athens, tome hors serie, fasc. I, 449-455.
- KAMINSKI, M.A., BOERSMA, A., TYSZKA, J. & HOLBOURN, A.E.L. 1995. Response of deep-water agglutinated foraminifera to dysoxic conditions in the California Borderland basins. In: M.A. Kaminski et al. (Eds). Proceedings of the Fourth International Workshop on Agglutinated Foraminifera. Krakow Poland. Grzybowski Foundation Special Publication, 3, 131-140.
- MARGALEF, R. 1968. Perspectives in Ecological Theory. Chicago. University of Chicago Press, 111p.
- MARTINI, E. 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: Farinacci, A. (Ed.) Proc. II Plankt. Conf. Roma, 1970: Roma (Technoscienz), 2, 738-785.
- MELENTIS, J.K., 1974.Palaontologische Ausgrabungen in den Hohlen des Gebietes von Rethymnon, Kreta. SciAnnSciFacUn Thess, 14, 17-24.
- MEULENKAMP, J.E. 1969. Stratigraphy of Neogene deposits in the Rethymnon province, Crete, with special reference to the phylogeny of uniserial *Uvigerina* from the Mediterranean Region. *Utrecht micropaleontological bull.*, 2, 168p.
- MEULENKAMP, J.E., 1979. Lithostratigraphy and relative chronostratigraphic position of the section Apostoli and Potamidha 1 and 2. *Utrecht micropaleontological bull.*, 21.

MURRAY, J.W. 1991. Ecology and Palaeoecology of Benthic Foraminifers. Elsevier, Amsterdam, 397pp.

- NINI, C. 1996. Benthic foraminiferal assemblages as indicators of restricted conditions in the Lower Miocene (Aquitanian) of the Eastern Tuscany Basin, Lonnano (Arezzo) section. *Palaeopelagos*, 6, 311-327.
- OKADA, H. & BUKRY, D. 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low latitude coccolith biostratigraphic zonation. *Marine micropaleontology*, 5, 321-325.
- SEIGLE, G.A. 1968. Foraminifersl assemblages as indicators of high organic carbon content in sediments and of polluted waters. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 52, 2231-2241.
- SEN GUPTA, B.K. & MACHAIN-CASTILLO, M.L. 1993. Benthic foraminifers in oxygen-poor habitats. In: Langer, M.R. (Ed.), Foraminiferal Microhabitats. *Marine Micropaleontology*, 20, 183-201.
- SYMEONIDIS, N.K. 1969. Das Miozan in Bereich von Boliones (Landkreis Rethymnon-W. Kreta). Annales geologiques des Pays helleniques, Athens, ser. 1, t. XXI, 30-34.
- SYMEONIDIS, N. & P.Y. SONDAAR, 1975. A new otter from the Pleistocene of Crete. Ann. Geol. Pays Hellen., XXVII, 11-24.
- THOMAS, E. 1986. Changes in composition of Neogene benthic foraminifersl faunas in equatorial Pacific and north Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 53, 47-61.
- VAN MORKHOVEN, F.P.C.M., W.A. BERGGREN & EDWARDS, A.S. 1986. Cenozoic Cosmopolitan Deep-Water Benthic Foraminifers. Bull. Cent. Rech. Explor. Prod., Elf-Aquitaine, Mem. 11, 421pp.
- VERHALLEN, P.J.J.M. 1991. Late Pliocene to Early Pleistocene mediterranean mud-dwelling foraminifers influence of a changing environment on community structure and evolution. *Utrecht Micropaleontological Bulletin*, Utrecht, 40, 1-219.
- ZWAAN V.D., G.J. 1982. Paleoecology of Late Miocene Mediterranean Foraminifers. Utrecht Micropaleontological Bulletin, 25, Utrecht.
- ZWAAN V.D., G.J., JORISSEN, F.J. & DE STIGTER, H.C. 1990. The depth dependency of planktonic/benthic foraminifersl ratios: Constraints and applications. *Marine Geology*, 95, 1-16.

SEQUENCE STRATIGRAPHY, QUATERNARY BASIN ANALYSES IN THE ADRIATIC FOREDEEP

S. GURI¹, L. GJANI², S. RANXHA¹, M. GURI³, A. XHAXHIU³

ABSTRACT

This paper intends to give the characterization of Quaternary loose deposits, near and along the sea coast zone, by evaluating lithological-geologic parameters, depositional environments and the tectonic subsidence. The main objectives are:

- The lithologic-facial zone by mapping of lithologic composition and facies distribution.

- The Quaternary basin analyses by interpreting depositional sequences of third order, where system tracts (lowstand, shelf wedge, transgressive and highstand) are individualized.

- The present fluvial processes and delta configuration (Shkumbin, Seman).

INTRODUCTION

The paper treats the sedimentology of Quaternary deposits in the Durres-Fier littoral zone, their relation to fluvial processes and coastline shifting. (Fig. 1)

In this context, the Quaternary basin is analyzed by interpreting the sea level changes and subsurface lithology, in the benefit of water resource exploration and discoveries.

This paper emphasizes eustasy as an important factor in recognizing the changing sea levels during the Pleistocene.

Each cycle consists of a couplet representing a lowstand and highstand of sea level. The couplets are seemingly related to the climatic changes, such as those that occur between glacial and interglacial periods.

The sedimentary response to the rising and lowering of sea level is recognized on seismic sections by onlapping or downlapping cycle termination and amplitude contrast.

These cycles are identified by multiple criteria including paleontologic, sedimentologic and seismic evidence.

Seismic-sequence interpretation is based on identification of discrete stratigraphic units within relatively conformable intervals of strata, by using reflection patterns.

KEY WORDS: Eustasy, Sequence, Sedimentology, Sandstone, Water Resource, Quaternary, Loose deposits, Subsidence.

I. GEOLOGIC FRAME WORK

Two main formational types represent the study area:

- Bedrock Formation (Messinian and Pliocene)

- Covering formation (Quaternary loose deposits)

I-1. LITHOLOGY AND FACIES DISTRIBUTION

I.1.A - BED ROCKS

The Messinian rocks are appeared in Currila sector and around the "rock of Kavaja". It's represented by massive clay stones intercalated with sandstones, which predominate upward. The clays are blue colored, compact and with few silty

From mineralogical point of view, based on diffractometry, the clays constitutes of montmorillonit (45-60%), ilit (15-20%) caolinit (10-15%) and other minerals (up to 5-7%). (Mahmutaj. L, 1989).

^{1.} Oil & Gas Institute, Department of Geology, Fier-Albania

^{2.} Faculty Of Geology & Mining, Tirana - Albania

^{3.} Geological Survey, Tirana - Albania


The cement is of a mixture contact, and it's mainly represented by the spatic carbonate.

Pliocene rocks take place along the eastern part of the study area, beginning from the "rock of Kavaja" down to the city of Fieri.

Two known formations take part in its constitution:

- Helmesi suite
- Rrogozhina suite

The deposits of Helmasi suit begin with basal sandstones and conglomerates, interbedded with clays that predominate upwards. Both sandstones and claystones have the same mineralogical constituents as in the Messinian.

I.1.B. COVERING FORMATION

Based on surface geology and on numerous drillings wells, the Quaternary loose deposits are considered to be composed of deluvial, alluvial, lagoon-marshes and coastal-deltas deposits.

Deluvial deposits outcrops near the foothills of bedrocks with a thickness of 4-5m., which is being reduced westward, going laterally and facially in alluvial ones. It's difficult to be identified in the subsurface sections, because of its similarity with alluvial ones.(fig. 2)

Alluvial deposits seize the major part of the study area, presented as a vegetal land. These are mainly represented by plastic to little compact subclays.

Near the water stream (rivers, drainages), it is represented by light subsands up to half of this century, as that of Semani, or not to have the optimal constructive rhythms as Vjosa, Shkumbini river.(SkramiJ., Guri S., 1994)

Another reason of delta destruction is the completion of the constructive cycle's period of agradational and progradational parasequence set. They prolong not more than 40-50 years. The evaluation of the above-mentioned parameters allows to forecast a definite geomorphology on the benefit and / or on the serve of water source exploration.

Medium grain size gravels saturated with waters represent them. It's also evident in the subsurface section during the highstand system tract, especially in the last one.

Lagoon and marshes deposits emerge as a strip, accompanying the beach zone. They are represented by wet up to flowing clays, with brown to dark color and with abundant quantity of organic matter, as plant remnants, cool matter, lignite and mud.

On surface, it's presented as a hypersaline land, with no vegetation.

In subsurface (well sections), it is distinguished by individualizing the coal markers or clay thickness with abundant organic matters.

The lagoon and marshes environments migrate westward to younger stratigraphic levels.(Fig. 3)

Coastal deposits consist of beach and front delta sediments. Small and medium grain size sands, gray to beige color, semicompact and with some light subclay laminations represent them.

Along the seacoast, these deposits have a thickness of 17-20m. On the subsurface, they took place during the respective highstand of each depositional sequence and they are preserved in the last one.

This environment also migrates westward to younger stratigraphic levels.

II. THE QUATERNARY BASIN ANALYSES

II.1. INTERPRETATION OF DEPOSITIONAL (SEISMIC) SEQUENCE

.

In correspondence with sequential analyses of world basin (Possamentier, et al 1988), in the Quaternary thickness, three depositional sequences of third order have been recognized. It's noticed that the Quaternary initiated its "life" since 1.6 million years in more restricted space than the former (Pliocene) with a depocenter more westward.

It is surrounded by an intensive orogen, in both sides (Appenines and Albanides), with a strong relief.

The sequence - A

This sequence took place soon after the sea level fall at the latest Pliocene, in accordance with the global sea level changes Chart, too.

In our basin, it is confirmed by evidencing a sequence boundary of Sb₁ type, in Apsi-Pisha zone, near Karavasta lagoon, where this boundary surface is onlapped and toplapped by seismic reflection groups. (Fig.- 4)

This boundary belongs to a new sequence (Guri S., Xhango V., 1986). The Quaternary base is correlated



FIG.2. SCHEME OF HOLOCENE DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS SHKUMBIN-SEMAN AREA 2001

through regional seismic lines of Albanian offshore (Guri S., Mehillka Ll. 1995), with the real Quaternary base of Italian offshore.

A progradational facies (oblique and sigmoid one) is encountered in the middle of Adriatic Sea. Together with some other data, it indicates that the first Quaternary sedimentation belongs to lowstand system tracts.

Then, we come across in the Albanian onshore (seismic line 192/89, Karavasta) the transgressive and highstand system tracts "expressed" by a distinctive unconformity near the sea coast (in the western side of the neogen anticlined structures).

An aggradational facie accompanied by strong and continuous seismic reflections rather indicate shelf condition sedimentation of highstand system tracts.

The thickness of this depositional sequence attains 800-1200m offshore, and 200-300m in Albanian onshore.

The sequence - B

The second depositional sequence took place 800 thousand years ago. Its boundary surface is encountered in both sides of Quaternary basin (offshore seismic lines), where onlapped reflection termination is observed. (seismic line 39/88, Divjake).

The nature of reflections and their geometry indicate an inner shelf sedimentation of (Albania onshore) and an outer shelf to basin (Albania-Italian offshore).

Parts of transgressive and highstand system tracts, with prodominant fluvial processes, are interpreted in the study area. The sedimentary environments (alluvial plain, deltaic plain, lagoon, marshes, delta fronts) migrate westward to younger stratigraphic levels.

The sequence - C

The third sequence belongs to Holocene and has just taken place with its sediments not farther than 0.05 million years ago. There is no noticed the lowstand system tract away in offshore, but we can deal with that of highstand in our study area., The presence of fluvial processes is typical and better preserved than in the older sequences.

II.2. BRIEFLY ON AREA GEODYNAMIC

The thickness of Quaternary deposits cover several neogen structures as:

· Povelçe - Seman

· Divjake - Ballaj - Kryevidh

· Golem - Kavaj - Shkoze

which are related to the orogenic tectonic. As a consequence, overthrusted and backthrusted faults accompany them, where the key role generally belongs to the overthrusted one. (Scientific Report, Appenines – Helenides Geodynamic)

Occassionaly, where neogen structures are nearby the competent masses (carbonate structures), triangular zones are formed, and the key role of faults is exchanged passing to the backthrusted one, such as in Durres, Preze, Ardenice.

A feature of tectonic faults is the diminution of their range toward the surface that does not often appear on the ground. The Plio-Quaternary deposits are not often affected, neither by overthrusted or backthrusted faults.

But, their evidences toward the surface take importance for the fact

that, these faults play a key role in fluvial processes, coastline shifting, in the distribution of water reservoirs and in seismicity of the zone.

Another feature of tectonic active faults is the diminution of their range northwards, as well. So, the faults of Zvernec-Poro-Povelne-Seman and that of Kraps-Ardenice-Divake-Kryevidh do not respectively continue or lose the orogenic role seawards.

The structural plane continues to preserve the same values originated since Tortonian, where a subsidence of above-mentioned structures is evidenced. Besides the overthrusted faults that accompany the neogen structures, we come across transcurrent system faults, just where the key role of the overthrusted fault is passing to the backthrusted one (Ardenice-Divjake, Kryevidh-Durres)

This fault type directly influences in the formation of subsidence zones. They also effect in the destruction of deltas (Seman), especially during the ingression of the sea.

As above, we can draw the conclusion that the tectonic and neotectonic take directly part in the eustatic sea level processes by creating a relative sea level change, in the overthrusting and / or subsidence zones.



- 640 -

II.3. ACTUAL SEDIMENTOLOGY

Eustasy, tectonics, climate are three of factors controlling the coastal line shift in each position of globe. During last century, it seems that a postglacial period has been established. The glaciers melting caused an increasing of eustatic sea level change, but combining with a determined tectonic factor, it brings out the falling or rising of this level.

Practically, the zone of Seman-Spile and the Karpen-Golem one present features of subsidence zones because of structural plane character, which always dips from south (Zvernec, Kraps) to the Quaternary basin depocenter.

During this century, the tectonic processes and the eustatic sea level changes have created in these zone conditions for a shift of coastal line toward orogen. Being that these deposits coincide with late highstand, where the fluvial processes dominate or determine control the sedimentation. Large delta plains are formed accompanied with respective delta fronts as those of Seman, Shkumbin rivers and generally occurs an aggradation of river side or a displace of shoreline seaward and / or formations of landtracts.

The humid climate and the vicinity of source rocks contributes to large sedimentary loads, which limit the aggressivity of the sea, but not stopping it into interdeltaic zones. Basing on these data, we can understand the presence of the interdeltaic zone between Vjosa and Semani delta, or Semani and Shkumbini one, etc.

During the last years, the human interference in natural processes has caused the diminution of sedimentary loads. The combination of this factor with those mentioned above (tectonic, eustasy) have made possible to be destroyed the geomorphologic equilibrium, on the detriment of the formation of new land such as delta front, beaches, delta plain, marshes lagoons etc., creating in this way new delta fronts, delta plain, beaches, marsh etc.

On the other part, this have caused the demolition of old deltas formed in the first sequences.

CONCLUSIONS

1.- Two main formational types represent the study area:

- Bedrock's formation (Messinian and Pliocene)
- Covering formation (Quaternary loose deposits)

The first is represented by massive claystones intercalated with sandstones, which predominate upward.

Two known formation take part in the Pliocene rocks constitution:

- Helmesi suite

- Rrogozhina suite

The deposits of Helmasi suite begin with basal sandstones and conglomerates.

2.- The Quaternary is composed of deluvial, alluvial, lagoon-marshes and coastal-deltas deposits.

3.- Three depositional sequences of third order have been recognized.

These sequences took place soon after the sea level fall at the end of upper Pliocene, where the boundary surface is onlapped and toplapped by seismic reflection groups.

The second depositional sequence occurred 800 thousand years ago. Its boundary surface is encountered in both sides of Quaternary basin. The nature of reflections and their geometry indicate an inner shelf sedimentation of (Albania onshore) and on outer shelf to basin one (Albania-Italian offshore).

The third sequence belongs to Holocene and has just taken place with its sediments not farther than 0.05 million years ago. There is no noticed the lowstand system tract

4.- The Quaternary deposits cover several neogenic structures, which are related to the orogenic tectonic.

The tectonic and neotectonic take directly part in the eustatic sea level processes by creating the relative sea level change, in the overthrusting and / or the subsidence zones.

The tectonic processes and the eustatic sea level changes have created in these zones conditions for a shift of coastal line towards orogen.

5.- The human interference in natural processes has caused the diminution of sedimentary loads.

The combination of this factor with those mentioned above (tectonic, eustasy) led to the destruction of the geomorphologic equilibrium, in this area.



REFERENCES

GURI S, ISMAILI J. - 1993 -The basin study of the Preadriatic Depression (Albania). Archive of Oil and Gas Institute, Fier

GURI S.,XHANGO V. - 1986 -The geologic - geophysical study in the Divjaka gasfield region. Archive of Oil and Gas Institute, Fier

GURI S., MEHILLKA LL. - 1995 -The structural model of external Albanides and hydrocarbon prospects Archive of Oil and Gas Institute, Fier

MAHMUTAJ L. - 1989 - The mineralogic – petrographic study of clayrocks in pre Adriatic depression. Archive of Oil and Gas Institute, Fier

POSSAMENTIER, H.V. et al - 1988 - Eustatic controls on clastic deposition SEPM Special Publication, 42 p. 109 - 154

Scientific Report, Appenines – Helenides Geodynamic

SKRAMI J., GURI S. - Some trends of the study of Quaternary loose deposits on the Durres-Vlora coastal zone. Publicize of "Universita degli Studi di Bari" (Italy),p. 185-187 Gennaio, 1999 Scientific Library of Oil & Gas Institute, Fier - Albania

ZEQO B. - 1989 -The geologic field survey of Durres - Kavaje area in scale 1: 25000 Archive of Oil and Gas Institute, Fier



QUANTITATIVE CALCAREOUS NANNOFOSSIL BIOSTRATIGRAPHY OF BAY AKROTIRI SECTION (CEFALLINIA ISLAND, W.GREECE). TRACING THE GEPHYROCAPSID SIZE - TREND IN AN EARLY PLEISTOCENE TERRIGENOUS SEQUENCE

M.V. TRIANTAPHYLLOU¹

ABSTRACT

Bay Akrotiri section represents a thick terrigenous sequence laying along the southern part of Paliki peninsula (southwest Cefallinia). The data of the calcareous nannofossil quantitative analysis indicate that the studied sediments are ranging in terms of age between 1.95 Ma and 1.238 Ma approximately. The provided distribution patterns clearly depict an apparent evolutionary lineage close to the Plio/Pleistocene boundary, from small *Gephyrocapsa* placoliths to larger forms of gephyrocapsids.

KEY WORDS: biostratigraphy, calcareous nannofossils, Plio/Pleistocene, gephyrocapsids

1. INTRODUCTION

The quantitative study of nannofossil assemblages has proven to be necessary in order to obtain precise age assignments for the terrigenous sediments (Triantaphyllou 1993,1998, Frydas *et al.*, 1995, Marino 1996).

The Late Miocene to Pleistocene age sediments of southwestern Cefallinia are mainly composed of marls, silts, silty clays, sandstones and calcarenites. These Upper Neogene and Pleistocene sediments are well exposed in coastal cliffs along the southwestern (Paliki peninsula) and southern part of the island (Georgiades-Dikeoulia (1967), Symeonidis & Schultz (1970), etc).

The main goal of the present study is to perform calcareous nannofossil analyses in order to obtain a more precise determination of biozones, improve the biostratigraphic resolution and provide new chronostratigraphic data on the sedimentary evolution of the Plio/Pleistocene of the Paliki peninsula on Cefallinia island.

Additionally this paper presents the gephyrocapsid size-trend in the terrigenous sequences of Bay Akrotiri, through a biometrically defined classification scheme –dealing with the morphologically most distinct features, which are (Fig.2) the mean bridge angle (a^0) and the mean placolith length (L), Rio(1982), Raffi *et al.* (1993), Bollmann (1997)- that can be applied with light microscope techniques. Is is well known that the gephyrocapsids increased progressively in overall size throughout the Early Pleistocene (Rio 1982, Raffi *et al.* 1993). We used the Early Pleistocene deposits from Cephallinia island in order to reinforce the statement that this genuine evolutionary trend seems to have been developed simultaneously in all major ocean basins and marginal seas. Frydas *et al.* (1995) have also used gephyrocapsid representatives for the biostratigraphic subdivision of Middle-Late Pleistocene deposits of W. Peloponnesus, managing to distinguish four different species of the genus *Gephyrocapsa*, with biometric criteria.

It must be noted that we do not intend to distinguish species among the small representatives of gephyrocapsids, which are certainly difficult to be identified confidently under the light microscope. Moreover Bollmann (1997) showed that the morphology of the genus *Gephyrocapsa* assemblages correlates significantly with environmental gradients and questioned their assignment in formalized species. On the contrary, the only bioevents that have been used for biostratigraphic purposes are these which have already been calibrated versus the GPTS and stable isotope stratigraphy (Berggren *et al.*, 1995b), and therefore commonly used and widely accepted (Table 1).

2. PREVIOUS STUDIES, SELECTED MATERIAL AND METHODS

In Cefallinia island (Ionian Sea, western Greece), a major unconformity separates Messinian sequences from those of the Middle Pliocene. Sedimentation persists in well-defined basins in the Pre-Apulian zone during the late Pliocene. Thick Pliocene-Pleistocene delta-fan conglomerates in western Cefallinia were shed west-

^{1.} University of Athens, Dept. of Geology, Section of Hist.Geology-Paleontology, Panepistimiopolis, 15784 Athens.

wards and southwestwards (Underhill, 1989). Blanc-Vernet & Keraudren (1970) recognized Calavrian marly sediments in Paliki peninsula by determining the benthic foraminifer *Hyalinea balthica*, Triantaphyllou (1993) determined marly deposits of Early Pleistocene age by means of calcareous nannofossils, in the south part of Paliki peninsula and along the south coasts of Cefallinia, and Triantaphyllou *et al.*, (1999) studied the paleoenvironmental reconstruction of the Pliocene/Pleistocene sediments in the Paliki Peninsula.



Fig.1. Location map of Bay Akrotiri and BA1 sections along the south coast of Paliki peninsula

The study area is located in the southwest side of the island. A sequence of almost 100m thick marly sediments outcrops along the Bay Akrotiri at the south coast of Paliki peninsula (Fig.1) The Bay Akrotiri section is mainly characterized by thick bedded marly sediments, which are occasionally intercalated by thin (less than 0.5m) sandy horizons, alternating with thinner marly beds (Fig.2). Three relative short unexposed parts are met across the section. A bioclastic limestone bed is occurring at the uppermost part of the section, which is covered by coastal calcarenite beds with distinct groove marks.

A total number of 28 samples were collected with an average spacing of 2m. Evidently the sample resolution is low, but it is capable to provide satisfying biostratigraphic results.

Four additional samples were collected from a small outcrop (section BA1), located almost 1km to the north of Bay Akrotiri (Fig.1).

Light microscope techniques were used for the examination of the smear slides, which were prepared using standard methods.

The calcareous nannofossil taxonomy and zonation are after Raffi & Rio (1979), Rio (1982), Rio *et al.* (1990) and Raffi *et al.* (1993), to which the reader is referred. The quantitative methods of biostratigraphic analysis being used in the present study are those proposed by Rio *et al.* (1990), Triantaphyllou (1993): a) counting of the index species versus the total nannofossil assemblage (counts in 300 placoliths, $L>3\mu m$). This method was applied in order to estimate the relative abundance of three size classes of gephyrocapsids ($3<L<4\mu m$, $4<L<4.5\mu m$, $4.5<L<5\mu m$), b)counting of the index species versus a fixed number of taxonomically related forms, e.g. *Helicosphaera sellii* (counts in 50 specimens of the genus), *Calcidiscus macintyrei*, L>10 μm (counts in 100 specimens of the genus), discoasterids (counts in 50 specimens of the genus). Moreover this method was applied for evaluating the relative abundance of two gephyrocapsid size classes ($5<L<5.5\mu m$, L>5.5 μm) in a count of at least 100 gephyrocapsid specimens.

A qualitatitave planktonic foraminifera analysis was performed at selected samples from various levels of



Bay Akrotiri Section

Fig.2. Bay Acrotiri section: Lithology and stratigraphic occurrences of three different size-classes of gephyrocapsids

the section, in order to confirm the calcareous nannofossil biozonation.

3. BIOSTRATIGRAPHIC RESULTS

The studied material is generally characterised by abundant nannofossil content, in a good state of preservation. An increase in terrigenous material is observed at the lower 10-15m of the section, accompanied by poor nannofossil assemblages. Abundant Pliocene to Oligocene reworked specimens were easily recognized.

The quantitative calcareous nannofossil analysis of 26 samples from Bay Akrotiri section led to the establishment of the distribution patterns of two species (*Helicosphaera selli, Calcidiscus macintyrei*) and three sizeclasses of gephyrocapsids ($3 < L < 4\mu m$, $4 < L < 4.5\mu m$, $4.5 < L < 5\mu m$), (Fig. 3). The abundance patterns of discoasterids have been evaluated at the lower 20m of the section. Discoasterid species are generally absent from the rest part of the section.

The quantitative analysis of Pliocene discoasterid species -which are extremely rare and in a bad state of preservation-led to the conclusion that these have been reworked, as different species with different stratigraphic intervals were found co-existing. On the contrary *Discoaster brouweri* exhibits relatively increased presence (very well preserved specimens) at the lower samples. Concerning *D.triradiatus*, the presence of two specimens of the species have been detected , at around 20m from the base of the section (sample 21), but it is more difficult to judge whether or not they are indigenous.

The percentage abundance of *C.macintyrei* varies from 20% up to 35% in a count of 100 specimens of the genus (distal shields at parallel nicols). Along the upper 20m of the section *C.macintyrei* abundance declines considerably, showing percentages below 2%.



Fig.3. Calcareus nannofossil abundance and biostratigraphic correlation of Bay Acrotiri Section.

Helicosphaera sellii dominates the nannoflora assemblages, with percentages reaching 80%, but shows the same pattern with *C.macintyrei*, during the upper 20m of the section reaching in abundance 20%.

Pseudoemiliania lacunosa specimens are abundant and very well developed. Their shape changes only during the lower 10m of the section (samples 24,25,26), where more typical Pliocene forms (smaller and rather elliptical) can be observed.

The abundance patterns of gephyrocapsids clearly depict the sharpness by which forms with an overall placolith length ranging between $4 < L < 4.5 \mu m$ first appear, although the clear lowest occurrence of these forms must be placed at about 75m from the bottom of the section (probably in the second unexposed part). This pattern has already been recognized on Cefallinia island (Triantaphyllou 1993, Triantaphyllou *et al.*, 1999), indicating the MNN19a/MNN19b biozones boundary, which points to the Plio/Pleistocene boundary.

The qualitative analysis of foraminifera assemblages showed that planktonic foraminifera are in excellent state of preservation, especially in the upper parts of the section, whereas *Globorotalia inflata* almost dominates the assemblages, accompanied by increased number of left-coiled Neogloboquadrinids.

On the contrary the lower part of the section is characterized by the dominance of benthic foraminifera, whereas the planktonic microfauna contains specimens of *Globorotalia puncticulata* (probably reworked) and rare specimens of *Gl.inflata*. The higher rate of benthic foraminifera at this stratigraphic level is accompanied by the intense presence of the calcareous nannofossil specimens of *Rhabdosphaera* spp., *Scyphospaera* spp. and *Braarudosphaera* spp, followed by a distinct increase in terrigenous material, which has been recorded in the performed nannofossil analyses.

The intervals of low abundance or absence of discoasterids could indicate variations in productivity in the Early Miocene of the Mediterranean (Hilgen *et al.*, 2000). The abundance of discoasterids is considered to be influenced by productivity (Chepstow-Lusty *et al.* 1989, Chepstow-Lusty *et al.* 1992). Low abundance or absence of discoasterids are associated with high productivity as observed in Pliocene sections in the Atlantic ocean (Chepstow-Lusty *et al.* 1989, Chepstow-Lusty *et al.* 1992), and in the Late Miocene of the eastern equatorial Pacific (Raffi & Flores, 1995). High productivity at the lower part of Bay Akrotiri section, is indicated by the increased presence of *Rhabdosphaera* spp. Negri *et al.* (1999a,b) discussed the meaning of both *Rhabdospaera*

spp. and *Helicosphaera* spp. in the Quaternary and Miocene sediments of the Mediterranean area, concluding that the behavior of the two taxa could support a mechanism of sapropel deposition triggered by both increased primary productivity and water stratification.

The frequencies of discoasterids in the lower part of the section (if we consider the presence of *D.brouweri* as indigenous) supported by the rare presence of *Gl.inflata*, suggest that the lower 20m of the section could be assigned to MNN18 biozone (Rio *et al.*, 1990).

The part of the section ranging from 20m to 75m can be assigned to MNN19a biozone and is characterized by the intense presence of gephyrocapsids with an overall placolith length between $3 < L < 4\mu m$, along with the absence of discoasters and the intense presence of well-developed specimens of *P.lacunosa*. The abundance of gephyrocapsids ranging between $3.5 < L < 4\mu m$ in size, with a relatively central opening and a clear central bar, is the major diagnostic element to recognize MNN19a biozone (Triantaphyllou 1993, Triantaphyllou *et al.* 1997,1999, Marino 1996).

The last 25 m of the section are characterized by the clear presence of gephyrocapsid forms with maximum placolith length $L>4\mu m$, and thus can be correlated with MNN19b biozone.

The lowest occurrence (LO) of placoliths with the features of the taxonomical group of medium sized gephyrocapsids –ranging in size between $4\mu m$ up to $4.5\mu m$ with a bar and a relatively open central area (Raffi *et al.*, 1993) must be placed at the level of the second unexposed part of the section.

The presence of gephyrocapsids ranging in size between $4.5 < L < 5\mu m$ has been detected during the last 10m of the section (samples 1,2) and can probably be associated with the apparent decline in *C.macintyrei* abundance, and the considerable increase in the abundance of the other two gephyrocapsid size-classes ($3 < L < 4\mu m$, $4 < L < 4.5\mu m$).Raffi *et al.* (1993) showed that the extinction level of *C.macintyrei* occurs shortly after the increasing appearance of gephyrocapsid forms ranging between $4.5 < L < 5\mu m$.

Therefore the uppermost part of the section must be correlated with MNN19b, and in particularly can be placed near the top of this biozone, close to the extinction level of *C.macintyrei*.

Subsequently Bay Akrotiri section deposits are in terms of time older than 1.95 Ma (LAD of *D.brouweri* and *D.triradiatus*, Rio *et al.* 1990) and younger than 1.710 Ma (FAD of normal sized gephyrocapsids, Rio *et al.* 1997).

The biostratigraphic analysis of the rest four samples (collected from a small outcrop to the north of Bay Akrotiri section), showed relatively high frequencies of gephyrocapsid forms $L>5.5\mu m$ (large *Gephyrocapsa* spp.), accompanied by high frequencies of forms ranging between $5<L<5.5\mu m$. The provided data allow the correlation of these sediments with MNN19d biozone (Fig.4). Large *Gephyrocapsa* forms show an abrupt decline at the level of the upper sample (the fourth of this set of samples). Normal sized gephyrocapsids are also missing, but there can be observed an intense presence of small *Gephyrocapsa* spp. in the assemblages. Therefore the stratigraphic level of this last sample may be correlated with MNN19e biozone (Rio *et al.*, 1990).

Subsequently BA1 outcrop deposits are in terms of time younger than 1.608 Ma (FAD of large Gephyrocapsa,



Fig.4. Gephyrocapsid abudance patterns and biostratigraphic correlation of BA1 outcrop.

Rio et al. 1997) and slightly younger than 1.238 Ma (LAD of large Gephyrocapsa, Rio et al. 1997)

4. THE PLIO/PLEISTOCENE SIZE-TREND OF GEPHYROCAPSIDS IN BAY AKROTIRI SECTION

The gephyrocapsid size-defined morphogroups have been proven to provide biostratigraphically useful results (Rio *et al.* 1990, Raffi *et al.* 1993, Matsuoka & Okada 1990). Rio (1982) observed that gephyrocapsids increased progressively in overall size throughout the early Peistocene, and that this increase occurred over wide geographic and latitudinal distances.

We have performed countings of five different size-classes of gephyrocapsids $(3 < L < 4\mu m, 4 < L < 4.5m, 4.5 < L < 5\mu m, 5 < L < 5.5\mu m)$, in order to trace the gephyrocapsid size-trend in the terrigenous sequence of Bay Akrotiri section.

The provided distribution patterns (Fig.3,4) clearly depict an apparent evolutionary lineage from the small *Gephyrocapsa* to larger forms of gephyrocapsids near the Plio/Pleistocene boundary. These patterns are virtually identical to those observed by Raffi *et al.* (1993) from western and eastern equatorial Pacific, Caribbean sea, western Mediterranean sea and northern Atlantic ocean.

Gephyrocapsids ranging in size between $3 < L < 4\mu m$ are present with very low frequencies at almost 20m from the base of the section (Fig.3). Their abundance increases gradually and reaches almost 50% at the uppermost part of the section. This pattern is accompanied by a similar one, concerning forms ranging between $4 < L < 4.5\mu m$. These forms make their presence clear at about 75m from the base of the section, with very low frequencies that finally reach almost 20%. The presence of gephyrocapsid types with an overall size ranging between $4.5 < L < 5\mu m$ and percentages reaching 5%, is observed a few meters above the first occurrence of the normal-sized gephyrocapsids.

This is the first time that this trend towards larger size in the Late Pliocene/Pleistocene interval has been quantitatively traced in a Greek terrigenous sequence, indicating that stratigraphic changes in the *Gephyrocapsa* complex occurred in a similar mode between the terrigenous sequences of the Mediterranean (Greece, Italy) and the deep oceanic environments, during the Quaternary.

5. CONLUSIONS - DISCUSSION

In conclusion Bay Akrotiri section can possibly be correlated -on the basis of a quantitative calcareous nannofossil analysis- with MNN18, MNN19a, MNN19b biozones (Rio *et al.*, 1990), or NN18, lower NN19 (Martini, 1971) and CN12d, CN13a (Okada & Bukry, 1981) which are pointing to Late Pliocene/Early Pleistocene time interval (Berggren *et al.* 1995a,199b). Additional biostratigraphic data from the small outcrop BA1 (presence of MNN19d and MNN19e biozones, Rio *et al.*, 1990) prove that the marly deposits of Paliki peninsula clearly range in the middle Early Pleistocene.

The abundance of forms ranging between $3 < L < 4\mu m$ characterises the stratigraphic range of MNN19a biozone. Moreover the biostratigraphical importance of morphotypes with length >4 μm has been well defined, pointing the base of the Pleistocene (MNN19a/MNN19b biozones boundary).

We believe that the distribution patterns of forms with an overall size between $4.5 < L < 5\mu m$ should be useful in order to determine the MNN19b/MNN19c boundary. In particularly there must be a close relation between the increase in abundance of these forms and the decline of *C.macintyrei* frequencies.

We cannot provide enough data for this suggestion in this work -as there were few available samples from the certain biostratigraphic interval- but we consider that the monitoring of the abundance patterns of such gephyrocapsid morphotypes ($4.5 < L < 5\mu$ m) may provide a sound bioevent for the definition of the top of MNN19b biozone as the highest occurrence (HO) of *C.macintyrei* in terrigenous sediments is very difficult to be evaluated due to strong reworking phaenomena.

AKNOWLEDGMENTS

This research was financially supported by the Research Project No 70/4/3385 of the University of Athens. Thanks are due to Prof.M.D.Dermitzakis for his suggestions, to Dr.H.Drinia and Drs H.Vasilatos for their help

Stratigraphic event	Section/samples	Age (Ma)	Comments for Age		
D.brouweri/					
D.triradiatus HO	BA / 21	1.95	LAD: Rio et al.(1997)		
Normal sized					
Gephyrocapsids LO	BA/8-9	1.710	FAD: Rio et al.(1990)		
Large <i>Gephyrocapsa</i> LO		1.608	FAD: Rio et al.(1997)		
Large <i>Gephyrocapsa</i> HO	BA1/3-4	1.238	LAD: Rio et al.(1997)		

HO: Highest Occurrence, LO: Lowest Occurrence

REFERENCES

- BERGGREN, W.A., KENT, D.V., SWISHER, C.C. & M.-P. AUBRY, 1995a. A revised Cenozoic geochronology and Chronostratigraphy. SEPM, Sp. Publ., 54, 129-212.
- BERGGREN, W.A., HILGEN, F.J., LANGEREIS, C.G., KENT, D.V., OBRADOVICH, J.D., RAFFI, I., RAYMO, M.E. & N.J.SHACKLETON, 1995b. Late Neogene Chronology: New perespectives in high-resolution stratigraphy. GSA Bulletin, 107(11):1272-1287.
- BLANC-VERNET, L. & B. KERAUDREN, 1970. Sur la presence du Calabrien a *Hyalinea balthica* dans les iles de Zakynthos et de Kephallynia (Grece). *Bull. Mus. Anthr. Prehist. Monaco*, 15, 91-106.
- BOLLMAN, J., 1997. Morphology and biogeography of *Gephyrocaps* coccoliths in Holocene sediments. *Mar. Micropal.*, 29, 319-350.
- CHEPSTOW-LUSTY, A., BACKMAN, J. & N.J.SHACKLETON, 1989. Comparison of Upper Pliocene Discoaster abundance variations from North Atlantic Sites 552,607,658,659 and 662:further evidence for marine plankton responding to orbital forcing. Proc. ODP, Sci Res., 108,121-141.
- CHEPSTOW-LUSTY, A., SHACKLETON, N.J. & J.BACKMAN, 1992. Upper Pliocene Discoaster abundance variations from the Atlantic, Pacific and Indian oceans: the significance of productivity pressure at low latitudes. Mem.Sci.Geol.Univ.Padova, 44, 357-373.
- FRYDAS,D., KONTOPOULOS,N., STAMATOPOULOS,L., GUERNET,C. & M.VOLTAGGIO, 1995. Middle-Late Pleistocene sediments in the northwestern Peloponnesus, Greece. A combined study of biostratigraphical, radiochronological and sedimentological results.*Berl.geowiss.Abh.*, E16, 589-605.

GEORGIADES-DIKEOULIA, E., 1967. The Neogene of Kefalinia. Ann. Geol. pays Hell., 18, 43-103.

- HILGEN, F.J., KRIJGSMN, W., RAFFI, I., TURCO, E. & W.J.ZACHARIASSE, 2000. Integrated stratigraphy and astronomical calibration of the Serravallian/Tortonian boundary section at Monte Gibliscemi (Sicily, Italy).*Mar.Micropal.*, 38, 181-211.
- MARINO, M., 1996. Calcareous nannofossil and foraminifera biostratigraphy of Pleistocene terrigenous sediments from southern Italy. *Riv.Ital.Pal.Strat.*, 102, 1, 119-130.
- MARTINI, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: Farinacci, A. (Ed.) *Proc. II Plankt. Conf. Roma*, 1970: Roma (Technoscienza), 2, 738-785.
- MATSUOKA, H. & H.OKADA, 1990. Time-progressive morphometric changes of the genus *Gephyrocapsa* in the Quaternary sequence of the tropical Indian Ocean, site 709. *Proc.ODP Sci.Res.*, 115, 255-270.
- NEGRI, A., CAPOTONDI, L. & J.KELLER, 1999a. Calcareous nannofossils, planktic foraminifers and oxygen isotope in the late Quaternary sapropels of the Ionian sea. *Marine Geol.*, 156, 1-2, 381-395.
- NEGRI, A., GIUNTA, S., HILGEN, F.J., KRIJGSMAN, W. & G.B.VAI, 1999b. Calcareous nannofossil biostratigraphy of the M.del Casino section (northern Apennines-Italy) and paleoceanographic conditions at times of late Miocene sapropel formation. *Marine Micropal.*, 36(1), 13-30.
- OKADA, H. & D.BUKRY, 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low latitude coccolith biostratigraphic zonation. *Marine Micropal.*, 5:321-325.
- RAFFI, I., BACKMAN, J., RIO, D. & N.J. SHACKLETON, 1993. Plio-Pleistocene nannofossil biostratigraphy and calibration to oxygen isotope stratigraphies from DSDP Site 607 and ODP Site 677. *Paleoceanography*.
- RAFFI, I. & J.-A. FLORES, 1995. Pleistocene through Miocene calcareous nannofossils from eastern equatorial Pacific ocean (Leg 138). *Proc.ODP, Sci.Res.*, 138, 479-502.

- RIO, D., 1982. The fossil distribution of coccolithophore genus *Gephyrocapsa* Kamptner and related Plio-Pleistocene chronostratigraphic problems. *In* Prell, W.L., Gardner, J.V., *et al.*, *Init.Repts. DSDP*, 68:325-343.
- RIO,D., RAFFI. I. & G.VILLA, 1990. Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean. In Kastens, K.A., Mascle, J. et al. proc.ODP, Scient.Res., 107:513-533.
- RIO, D., CHANELL, J.E.T., BERTOLDI, R., POLI, M.S., VERGERIO, P.P., RAFFI, I., SPROVIERI, R. & R.C.THUNELL, 1997. Pliocene sapropels in the northern Adriatic area : chronology and paleoenvironmental significance. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 135, 1-25.
- SYMEONIDIS, N. & O. SCHULTZ, 1970. Eine Miozane selachier fauna der Halbinsel Paliki (Kephallynia, Griechenland). Ann. Geol. pays Hell., 21, 153-162.
- TRIANTAPHYLLOU, M.V., 1993. Biostratigraphic and ecostratigraphic observations based on calcareous nannofossils of Eastern Mediterranean Plio-Pleistocene deposits. *Gaia 1, National and Kapodistrian University of Athens, Edition of the Department of Geology, 1996, 229p.*
- TRIANTAPHYLLOU, M.V., 1998. Revised biostratigraphy based on calcareous nannofossils of the Citadelle section, Zakynthos island, Greece. J.Nannoplankt. Res., 20,1,31-37.
- TRIANTAPHYLLOU, M.V., DRINIA, H. & M.D. DERMITZAKIS, 1997. The Plio-Pleistocene boundary in the Gerakas section, Zakynthos (Ionian Islands). Biostratigraphical and paleoecological observations. N.Jb. Geol. Palaont.Mh., 1, 12-30.
- TRIANTAPHYLLOU, M.V., DRINIA, H. & M.D. DERMITZAKIS, 1999. Biostratigraphical and paleoenvironmental determination of the marine Plio/Pleistocene deposits in Cefallinia island. Geologie Mediterraneenne, XXVI, (1/2), 3-16.
- UNDERHILL, J.R., 1989. Late Cenozoic deformation of the Hellenidae foreland, western Greece, Bull.Geol.Soc.Am., 101, 613-634.

ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑ MARINE GEOLOGY



ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΕΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΕΡΕΥΝΕΣ ΣΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ ΚΟΛΠΟΥ ΤΟΥ ΝΑΥΑΡΙΝΟΥ, ΝΟΤΙΟ ΙΟΝΙΟ^{*} Κ. ΠΕΡΙΣΟΡΑΤΗΣ¹, Ν. ΚΟΝΙΣΠΟΛΙΑΤΗΣ², Ε. ΖΗΜΙΑΝΙΤΗΣ¹, Σ. ΓΑΛΑΝΟΠΟΥΛΟΥ² ΚΑΙ Π. ΖΑΧΑΡΑΚΗ¹

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Σκοπός της εφγασίας είναι η γεωλογική έφευνα του πυθμένα του κόλπου του Ναυαφίνου και της ευφύτεφης υποθαλάσσιας πεφιοχής δυτικά της Σφακτηφίας, με βάση λιθοσεισμικές καταγφαφές υψηλής και μέσης διεισδυτικότητας και τριών πυφήνων που λήφθηκαν εκτός του κόλπου. Ο πυθμένας του κόλπου παφουσιάζει γενικά ομαλό ανάγλυφο, ενώ στο βόφειο τμήμα του διαπεφνάται από δύο αναδύσεις του υποβάθφου. Στο τμήμα δυτικά της Σφακτηφίας ο πυθμένας παφουσιάζει εντονότεφη μοφφολογία, ιδιαίτεφα μετά το υφαλοόφιο που διακφίνεται σε βάθος πεφίπου 160 μέτφων. Στο κλάσμα της άμμου των πυφήνων κυφιαφχεί η βιογενής φάση σε όλα τα δείγματα ενώ η γεωγενής φάση είναι πολύ πεφιοφισμένη. Στις σεισμικές καταγφαφές είναι σαφής η παφουσιά δύο σεισμικών στφωματογφαφικών ενοτήτων, μιας ανώτεφης (Α) που είναι το ιζηματογενές κάλυμμα του υποβάθφου και μιας κατώτεφης που αντιστοιχεί στο υπόβαθφο (Υ). Εντός της ανώτεφης ενότητας διακφίνεται μια σαφής ασυμφωνία που διαχωφίζει δύο υποενότητες Α1 και Α2. Συνάγεται ότι η υποενότητα Α1 απετέθη κατά την τελευταία επίκληση (οξυγονοισοτοπικό στάδιο 1), ενώ η Α2 κατά τις πφοηγούμενες επικλήσεις (οξυγονοισοτοπικά στάδια 3 ή 5)και η ασυμφωνία δημιουφγήθηκε κατά την τελευταία απόσυφση(στάδιο 2).

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Κόλπος Ναυαρίνου, ιζηματολογία, στρωματογραφία, μεταβολές στάθμης της θάλασσας. **ΚΕΥ WORDS:** Bay of Navarino, sedimentology, stratigraphy, sea level changes.

SUMMARY

This paper examines the marine area of the Bay of Navarino and the Ionian sea sector to the west of the bay, based on a collection of shallow and intermediate penetration seismic profiles and on three gravity cores.

The Bay has a smooth sea bottom morphology with maximum depth (75m) toward the south. Two minor reefs penetrate the sea bottom, one of them rising above the sea level forming a rocky island. In the open sea area the sea bottom is anomalous, especially after the shelf break, that is distinguished at a depth of approx. 160m. Beyond this depth deep valleys and ridges alternate and produce a rough morphology.

The examination of the three gravity cores indicated that their sediment sand composition is mainly biogenic with minor amounts of terrigenous material. Increased shell fragments and terrigenous material was found at the bottom of one core taken at a depth of 116m, related probably to wave action at an earlier sea level position.

The study of the seismic profiles collected within the bay and in the shelf area revealed, the presence of two distinct sedimentation units, un upper A filling with Ioose sediments the basins that are formed in the lower Y which is the basement. Within unit A two distinct subunits are recognized A1 and A2, separated by an unconformity.

In the sector to the west of the bay and beyond the shelf break, alternating opaque and transparent sediment packages are present, that are attributed to earlier sedimentation phases of low/high sea level stages. An older shelf break feature correlated with sea level stage 6 was distinguished at approx. 250m. sea depth. Thus subsidence rate in the area is estimated between 1 and 2 mm/year.

The comparison of all data with the known sea level change curve indicated that unit A1 was deposited during and after the latest transgression (stage 1) the unconformity between A1 and A2 is related to the previous regression (stage 2), while the deposition of the unit A2 took place probably during stages 3 and/or 5. The morphology of the basement Y in the bay and the shelf area is thus attributed probably to stage 6 when the area was again subaerially exposed.

^{*} MARINE GEOLOGICAL RESEARCHES IN THE GREATER BAY OF NAVARINO AREA, SOUTHERN IONIAN SEA.

^{1.} ΙΓΜΕ, Δ/νση Γεν.Γεωλογίας και Χαρτ/σεων, Μεσογείων 70, Αθήνα

^{2.} Ε.Μ.Π., Τομέας Γεωλογικών Επιστημών, Πολυτεχνειούπολη Ζωγράφου.

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Ο κόλπος του Ναυαρίνου αναπτύσσεται στο νοτιοδυτικό άκρο της Πελοποννήσου και εντάσσεται στο δυτικό ελληνικό τόξο (Σχ.1). Το σχήμα του είναι ελλειψοειδές και οφείλεται σε μεγάλο βαθμό στην επιμήκη νήσο Σφακτηρία, η οποία καταλαμβάνει το δυτικό τμήμα του. Στο βόρειο τμήμα του κόλπου υπάρχει ένας αμμώδης νησιωτικός φραγμός, μήκους 3km και μέσου πλάτους 400m, ο οποίος χωρίζει τον κόλπο του Ναυαρίνου από τη λιμνοθάλασσα της Γιάλοβας. Ο αμμώδης αυτός φραγμός έχει ηλικία τουλάχιστον 2.300 ετών (Kraft et al. 1980) και σχηματίστηκε από τη στερεομεταφορά των ιζημάτων των χειμάρρων Ξερολάγκαδου και Γιαννούζακα ή Γιάλοβα, οι οποίοι σχηματίζουν τα δέλτα τους στο ανατολικό άκρο του αμμώδους νησιωτικού φραγμού (Μπούζος και Κοντόπουλος, 1998). Τα θαλάσσια ρεύματα κατά μήκος του φραγμού ρέουν από δυσμάς προς ανατολάς (Kraft et al. 1980).



Σχ. 1: Περιοχή ερεύνης. Οι γραμμές δείχνουν την θέση των σεισμικών διαδρομών και οι αριθμοί τις θέσεις των πυρήνων.



Ο κόλπος συνδέεται με το Ιόνιο πέλαγος με το στόμιό του, που βρίσκεται νότια και με ένα στενό και αβαθή δίαυλο, που βρίσκεται βορειοδυτικά. Συνδέεται ακόμα με τη λιμνοθάλασσα της Γιάλοβας δια μέσου ενός κύριου διαύλου επικοινωνίας στο μέσο του αμμώδους φραγμού και με ένα δευτερεύοντα δίαυλο που βρίσκεται στο δυτικό άκρο του φραγμού.

Στο νοτιοανατολικό και στο ανατολικό τμήμα της ακτής βρίσκονται αντίστοιχα η πόλη της Πύλου και η κωμόπολη της Γιάλοβας, οι οποίες τροφοδοτούν τον κόλπο με ρύπους αστικής προέλευσης (Varnavas et al. 1987).

Σημαντικές ποσότητες ιζημάτων εισέρχονται στον κόλπο κατά τις περιόδους των βροχοπτώσεων, κυρίως από τους ποταμούς Γιάλοβα και Ξεριά καθώς και από διάφορους άλλους χείμαρρους.

Σκοπός της παρούσας έφευνας είναι η γεωλογική μελέτη του πυθμένα του κόλπου του Ναυαφίνου και της ευφύτερης υποθαλάσσιας πεφιοχής δυτικά, νότια και νοτιοδυτικά της Σφακτηρίας με βάση λιθοσεισμικές καταγραφές υψηλής (3,5KHz) και μέσης διεισδυτικότητας (sparker) που έγιναν ταυτόχρονα, και τριών πυρήνων, που λήφθηκαν ανοικτά της εισόδου του κόλπου (Σχ.1).

ΓΕΩΛΟΓΙΑ

Η περιοχή του κόλπου του Ναυαρίνου ανήκει γεωτεκτονικά στη ζώνη Γαβρόβου – Πύλου που αποτελεί παλαιογεωγραφικά ένα ύβωμα στο οποίο αποτέθηκαν υφαλώδεις σχηματισμοί. Η ξηρά, η οποία περιβάλει τον κόλπο του Ναυαρίνου, καλύπτεται από Προνεογενείς, Νεογενείς και Τεταρτογενείς σχηματισμούς (Σχ.1). Οι Προνεογενείς σχηματισμοί καλύπτουν τμήματα των νοτιοανατολικών ακτών και τη νήσο Σφακτηρία και αποτε-

λούνται από ασβεστόλιθους ηλικίας άνω Κρητιδικού έως Παλαιόκαινο – Ηώκαινο, και από φλύσχη.

Ο φλύσχης στο κατώτερο τμήμα του αποτελείται από αργιλομαργαϊκά πετρώματα και στο μεσαίο από ψαμμιτομαργαϊκές αποθέσεις. Τα ανώτερα στρώματα του φλύσχη αποτελούνται από κροκαλοπαγή, των οποίων οι κροκάλες προέρχονται από πετρώματα της ζώνης Ωλονού – Πίνδου. Η ιζηματογένεση του φλύσχη άρχισε από το κατώτερο Πριαμπόνιο (Φυτρολάκης, 1971).

Οι Νεογενείς σχηματισμοί εμφανίζονται κυρίως στο βορειοανατολικό τμήμα της ξηράς και αποτελούνται κυρίως από μάργες, αλλά και από κροκαλοπαγή, ψαμμίτες και αργίλους. Στα μεσαία στρώματα των νεογενών εμφανίζονται στρώσεις λιγνιτών.

Οι Τεταφτογενείς σχηματισμοί καταλαμβάνουν όλη την έκταση των βόφειων ακτών και τμήματα των ανατολικών ακτών. Αποτελούνται από σύγχφονες αλλουβιακές προσχώσεις, πλευφικά κοφήματα και κώνους κοφημάτων, θίνες, αφγιλοαμμώδη εδάφη, κφοκαλοπαγή και Τυφφήνιους ασβεστιτικούς ψαμμίτες.

Οι ασβεστόλιθοι έχουν υποστεί έντονη διάρρηξη ενώ τα στρώματα του φλύσχη είναι ελαφρά πτυχωμένα. Ο μεγαλύτερος αριθμός των ρηγμάτων έχει διευθύνσεις B - N και $B\Delta - NA$. Οι διευθύνσεις αυτές ταυτίζονται με τη μορφολογία της περιοχής και με τις διευθύνσεις των ρηγμάτων της Ιονίου τάφρου σχηματίστηκαν δε, πιθανόν στο τέλος του Πλειστοκαίνου (Φυτρολάκης, 1973).

ΒΑΘΥΜΕΤΡΙΑ



Σχ.2: Βαθυμετοικός χάρτης (βάθος σε μέτρα) Fig.2: Bathymetric map (depth in m)

Ο κόλπος του Ναυαρίνου είναι αβαθής περιοχή με μέγιστο βάθος 75 μέτρα, το οποίο παρατηρείται στην έξοδο του κόλπου (Σχ.2). Από τη μελέτη της μορφής των ισοβαθών καμπύλων προκύπτει ότι το βάθος αυξάνει ομαλά από την ανατολική και τη βόρεια ακτή προς το κέντρο και το στόμιο του κόλπου (Σχ. 2 και 5). Κατά μήκος των δυτικών ακτών ο πυθμένας εμφανίζει μεγάλη κλίση. Η μικρότερη κλίση του πυθμένα παρατηρείται στο ανατολικό και στο βόρειο τμήμα του κόλπου, στις προδελταϊκές κατωφέρειες των ποταμών Ξεριά και Γιάλοβα. Στο βόρειο τμήμα του κόλπου ο πυθμένας διαπερνάται από δύο αναδύσεις του υποβάθρου μια από τις οποίες σχηματίζει μικρή νησίδα (Σχ.2). Στο τμήμα δυτικά της Σφακτηρίας ο πυθμένας παρουσιάζει εντονότερη μορφολογία, ιδιαίτερα μετά το υφαλοόριο που διακρίνεται σε βάθος περίπου 160 μέτρων Μετά το βάθος αυτό ο πυθμένας διελαύνεται από αύλακες εναλλασσόμενες με υβώματα (Σχ.6).

ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Στα πλαίσια της ιζηματολογικής μελέτης των αποθέσεων του πυθμένα πραγματοποιήθηκαν 3 πυρηνοληψίες. Οι πυρήνες συλλέχτηκαν με πυρηνολήπτη βαρύτητας μήκους 3 m, διαμέτρου 73 cm και βάρους 250 Kgr. Οι θέσεις των πυρηνοληψιών είναι νότια και νοτιοδυτικά της νήσου Σφακτηρίας (Σχ.1 και Πίν.1).

Πίνακας 1. Χαρακτηριστικά των πυρήνων Table 1. Core characteristics

Πυρήνας	Βάθος	Μήκος	Γεωγραφικό	Γεωγραφικό
	m	πυρήνα cm	πλάτος	μήκος
KMT 12	52	52	36,8955	21,6635
KMT 13	118	94	36,9006	21,6492
KMT 16	147	126	36,859	21,6549

Οι πυρήνες μεταφέρθηκαν στο εργαστήριο, ανοίχθηκαν και πραγματοποιήθηκε επιλεγμένη κατά μήκος δειγματοληψία για τις περαιτέρω εργαστηριακές αναλύσεις. Πιο συγκεκριμένα, από τον πυρήνα KMT16 συλλέχτηκαν 7 δείγματα από βάθη 3-5, 18-20, 38-40, 66-68, 90-92, 108-110 και 124-126cm. Από τον πυρήνα KMT13 συλλέχτηκαν 4 δείγματα από βάθη 3-5, 29-31, 59-61 και 90-92cm. Από τον πυρήνα KMT12 συλλέχτηκαν 3 δείγματα από βάθη 5-7, 20-22 και 48-50cm.

Στα δείγματα αυτά έγινε διαχωρισμός των κλασμάτων της άμμου, της ιλύος και της αργίλου με κοσκίνισμα και με τη μέθοδο της πιπέτας.

 Σ ' όλα τα δείγματα της άμμου πραγματοποιήθηκε εξέταση με το μικροσκόπιο, η οποία περιελάμβανε αναγνώριση και αρίθμηση των διαφόρων συστατικών της. Τα συστατικά της άμμου τα οποία αναγνωρίσθηκαν, μετρήθηκαν και απαριθμήθηκαν ήταν:

1) Γεωγενή: θραύσματα πετρωμάτων, χαλαζίας, μαρμαρυγίες (μοσχοβίτης, βιοτίτης), βαρέα ορυκτά.

2) Βιογενή: θραύσματα κελυφών, τρηματοφόρα, διάτομα, ακτινόζωα, μαλάκια, σπόγγοι και κοράλλια.

Αυθιγενές υλικό στο κλάσμα της άμμου δεν παρατηρήθηκε.

Το ολικό ανθρακικό περιεχόμενο του κλάσματος 3φ (0,125mm) της άμμου όλων των δειγμάτων προσδιορίστηκε με την αέριο ογκομετρική μέθοδο, κατόπιν επίδρασης HCl στα κονιοποιημένα δείγματα.

Για την πραγματοποίηση των σεισμικών διασκοπίσεων χρησιμοποιήθηκε το όργανο εκπομπής και λήψης 3,5KHz της εταιρείας ORE και το σύστημα SPARKER της εταιρείας SIG με ισχύ 750 έως 1000Joule. Χρησιμοποιήθηκαν καταγραφείς της εταιρείας EPC (3200 και 1600). Οι έρευνες έγιναν με το σκάφος «Πυθέας» της ΥΥ/ΓΕΝ κατά τη διάρκεια ενός κοινού ερευνητικού προγράμματος ΥΥ – ΙΓΜΕ. Ο προσανατολισμός του σκάφους γινόταν με GPS και Radar. Για τον υπολογισμό του πάχους των στρωμάτων από τις σεισμικές καταγραφές θεωρήθηκε ότι η ταχύτητα του ήχου στα χαλαρά ιζήματα της ενότητας Α είναι 1.500 m/sec.

ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

1.ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΑ

Τα αποτελέσματα των κοκκομετρικών αναλύσεων απεικονίζονται στο σχήμα 3. Οι εξεταζόμενοι πυρήνες των ιζημάτων αποτελούνται από τρεις ιζηματολογικούς τύπους: τον πηλώδη άμμο, τον αμμώδη πηλό και τον πηλό (Σχ.3). Ο πυρήνας KMT12 συγκροτείται από μια φάση ιζημάτων, τον πηλώδη άμμο, ο πυρήνας KMT13 από αμμώδη πηλό κατά το μεγαλύτερό του τμήμα και από πηλώδη άμμο στη βάση του και ο πυρήνας KMT16 από πηλό και αμμώδη πηλό στη βάση του. Το κλάσμα της άμμου κατά μήκος των πυρήνων KMT13 και KMT16 παρουσιάζει γενικά μια αύξηση από την κορυφή των πυρήνων προς τη βάση τους, όπου εντοπίζονται τα υψηλότερα ποσοστά άμμου, ενώ στον πυρήνα KMT12 υπάρχει μια ελαφρά πτωτική τάση από την κορυφή προς τη βάση του πυρήνα (Σχ.4).



Σχ.3: Τριγωνικό διάγραμμα κοκκομετρικής υφής των Ιζημάτων). (Folk 1974). Δείγματα πυρήνα KMT12, Δείγματα πυρήνα KMT13 και Δείγματα πυρήνα KMT16. Fig.3: Sediment triangle (after Folk 1974). Core KMT12, Core KMT13, Core KMT16 Από τη μικροσκοπική παρατήρηση του κλάσματος της άμμου όλων των δειγμάτων προκύπτει ότι η βιογενής φάση κυριαρχεί σε όλα τα δείγματα, ενώ η γεωγενής φάση της άμμου είναι πολύ περιορισμένη ή ελάχιστη. Η βιογενής φάση αποτελείται από ολόκληρα κελύφη ή θραύσματα κελυφών και σκληρά σκελετικά μέρη ελασματοβραχίων, γαστεροπόδων, τρηματοφόρων, σπόγγων, κοραλλιών, ακτινοζώων και διατόμων. Οι συγκεντρώσεις των θραυσμάτων των κελυφών ποικίλουν, οι μεγαλύτερες όμως συγκεντρώσεις τους παρατηρήθηκαν στο κατώτερο τμήμα του πυρήνα KMT16.

Το γεωγενές υλικό, το οποίο όπως προαναφέρθηκε αποτελείται από κόκκους χαλαζία, βαρέων ορυκτών, θραυσμάτων πετρωμάτων και ελασματίων μοσχοβίτη, απαντάται σε μικρές συγκεντρώσεις (μικρότερες του 10%) σε όλα τα δείγματα, ενώ οι μέγιστές του συγκεντρώσεις εντοπίζονται στη βάση του πυρήνα KMT16, όπου παρατηρούνται επίσης και αύξηση των θραυσμάτων των κελυφών και του ανθρακικού υλικού (Σχ.4).



Σχ.4: Αποτελέσματα αναλύσεων των πυρήνων. Fig.4: Results of the core sediment analyses.

2. ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ – ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ

Στις σεισμικές καταγραφές τόσο στον όρμο όσο και στην έκταση δυτικά του Ναυαρίνου (Σχ.5 και 6) είναι σαφής η παρουσία δύο σεισμικών στρωματογραφικών ενοτήτων, μιας ανώτερης (A) που είναι το ιζηματογενές κάλυμμα του υποβάθρου και μιας κατώτερης που αντιστοιχεί στο υπόβαθρο (Y).

Η ανώτερη ενότητα περιλαμβάνει μια ποικίλου πάχους ιζηματογενή σειρά, που αποτελείται από επιμήκεις σαφείς ή κατά τόπους διαταραγμένους ασαφείς ανακλαστήρες. Εντός της ενότητας αυτής και στο ανώτερο τμήμα της διακρίνεται μια ευδιάκριτη ασυμφωνία ($A\Sigma$) που διαχωρίζει μία ανώτερη υποενότητα A_1 από μία κατώτερη υποκείμενη υποενότητα A_2 , που πληροί τις λεκάνες του υποβάθρου.

Η υποενότητα Α₁ αποτελείται από έντονους συνεχείς ανακλαστήφες και καλύπτει όλη την έκταση του κόλπου καθώς και τις λεκάνες ιζηματογένεσης στην υφαλοκορηπιδική έκταση δυτικά της Σφακτηφίας. Έχει πάχος πάνω από 25m στο βόφειο και δυτικό τμήμα του κόλπου, όπου εκβάλλουν οι ποταμοί Γιάλοβας και Ξεφιάς, μειώνεται στα 5m στην είσοδο του κόλπου και δεν παφουσιάζει, στις σεισμικές καταγφαφές που λήφθηκαν μέσα στον κόλπο, διαφοφοποίηση στη σεισμική του εικόνα. Στην πεφιοχή δυτικά της Σφακτηφίας στις μεν αβαθείς πεφιοχές η υποενότητα A1 παφουσιάζει την ίδια εικόνα με αυτήν εντός του κόλπου του Ναυαφίνου, ενώ στις βαθύτεφες (κάτω των 125m) διαφοφοποιείται σαφώς σε δύο ομάδες στομμάτων, ένα κατώτεφο διαφανές, στη βάση του οποίου υπάφχουν μεφικοί έντονοι ανακλαστήφες και ένα ανώτεφο με σειφά εντόνων συνεχών ανακλαστήφων, που είναι όμοιο με αυτό που εμφανίζεται στον όφμο του Ναυαφίνου. Το υφαλοόφιο διακφίνεται σε βάθος πεφίπου 160 έως 170 μέτφων (Σχ.6, ΣΒ1).

Η υποενότητα Α, στον όρμο του Ναυαρίνου πληροί τις ιζηματογενείς λεκάνες, έχει πάχος έως πάνω από

100m και επικάθηται ασύμφωνα σε ένα ανάγλυφο ανώμαλο και συχνά φηγματωμένο. Στην είσοδο του κόλπου το πάχος της ενότητας A2 είναι περίπου 60 μ. Η εσωτερική του δομή είναι αρκετά πολύπλοκη, όμως είναι δυνατόν και εδώ να διακριθούν τουλάχιστον τρία στρώματα: ένα κατώτερο με διαφανή ακουστικό χαρακτήρα που στη βάση του γίνεται πιο αδιαφανές με ποικίλο πάχος (έως 50m, Σχ.5, A 2.3), ένα μεσαίο με κατά τόπους χαώδη δομή, ασυνεχείς αδιαφανείς ανακλαστήρες αρκετά σταθερού πάχους (έως 40m, Σχ.5, A 2.2) και ένα ανώτερο με συνεχείς αδιαφανείς ανακλαστήρες μικρού πάχους (περίπου 10m, Σχ. 5, A 2.1) επί του οποίου επικάθηται ασύμφωνα η υποενότητα A₁. Στην περιοχή δυτικά της Σφακτηρίας η υποενότητα A₂ επίσης πληροί λεκάνες με ανώμαλο και ρηγματωμένο υπόβαθρο, αλλά δεν παρατηρείται η παρουσία του μεσαίου στρώματος με την χαώδη δομή.



Σχ.5: Σεισμική καταγραφή εντός του κόλπου. ΕΘ: Επιφάνεια θαλάσσης, ΕΠ: Επιφάνεια πυθμένα. ΔΕ:Διαβρωσιγενής επιφάνεια. Ρήγμα. Θέση της διαδρομής στο Σχ.2. Λοιπές εξηγήσεις στο κείμενο.

Fig.5: Seismic profile within the bay. E Θ :Sea surface, EII:sea bottom. ΔE Weathered surface. Fault. Location of profile at fig.2. Other explanations in the text.



Σχ.6: Σεισμική καταγραφή δυτικά της Σφακτηρίας. Σημειώνεται η θέση του πυρήνα KMT 13 και των υφαλοορίων ΣΒ1 και ΣΒ2. PS1:Ιζηματογενείς αποθέσεις κατά την διάρκεια του οξυγονοισοτοπικού σταδίου 2. Λοιπές εξηγήσεις στο κείμενο.

Fig.6: Seismic profile west of Sfactiria. It is depicted the location of core KMT 13 and of the shelf break SB1 and SB2. PS1 pregrading sequence during oxygen isotopic stage 2. Other explanations in the text.

ΣΥΖΗΤΗΣΗ ΚΑΙ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Οι αναλύσεις έδειξαν ότι στο κλάσμα της άμμου όλων των δειγμάτων, το γεωγενές υλικό βρίσκεται σε πολύ μικρές συγκεντρώσεις και αυτό προφανώς δείχνει ότι το υλικό αυτό δεν κατορθώνει να φτάσει στην περιοχή αυτή από τις εκβολές των ποταμών και των χειμάρρων και από τις ακτές, πιθανόν γιατί έχει ήδη αποτεθεί στον κόλπο του Ναυαρίνου και κατά μήκος των δυτικών ακτών της νήσου Σφακτηρίας. Όμως τα θαλάσσια ρεύματα μεταφέρουν τα πιο λεπτόκοκκα γεωγενή υλικά εκτός του κόλπου του Ναυαρίνου, όπου γίνεται απόθεση αυτών σε χαμηλές υδροδυναμικές συνθήκες και συνυπάρχουν έτσι μαζί με το πιο αδρομερές υλικό των κελυφών. Η ιζηματογένεση στις περιοχές εκτός του κόλπου του Ναυαρίνου, όπου λήφθηκαν οι συγκεκριμένοι πυρήνες, χαρακτηρίζεται επομένως για μεν τα υλικά μεγέθους άμμου από μια βιοσυσσώρευση κελυφών και θραυσμάτων κελυφών θαλάσσιων οργανισμών, στα δε τα πιο λεπτόκοκκα υλικά μεγέθους ιλύος και αργίλου η ιζηματογένεση κυριαρχείται από τη γεωγενή φάση η οποία αποτέθηκε σε χαμηλής ενέργειας υδροδυναμικό περιβάλλον.

Έτσι στην υπό μελέτη περιοχή, που βρίσκεται εκτός του κόλπου του Ναυαρίνου, συνυπάρχουν ιζήματα διαφορετικής προέλευσης και διαφορετικών υδροδυναμικών συνθηκών εναπόθεσης. Η κατανομή των ιζημάτα των προφανώς οφείλεται σε συγκεκριμένες υδροδυναμικές συνθήκες που έλαβαν χώρα πρόσφατα στην περιοχή καθώς και στην επίδραση της τελευταίας ευστατικής ανύψωσης της στάθμης της θάλασσας. Η αφθονία των θραυσμάτων των κελυφών και των γεωγενών κλασμάτων άμμου στη βάση του πυρήνα KMT16 υποδηλώνει προφανώς τις έντονες υδροδυναμικές συνθήκες που φαίνεται ότι επεκράτησαν στην περιοχή αυτή. Τέτοιες έντονες υδροδυναμικές συνθήκες που φαίνεται ότι επεκράτησαν στην περιοχή αυτή. Τέτοιες έντονες υδροδυναμικές συνθήκες που φαίνεται ότι επεκράτησαν στην περιοχή αυτή. Τέτοιες έντονες υδροδυναμικές συνθήκες που παράτων κατά την τελευταία άνοδο της στάθμης της θάλασσας, όταν το μέτωπο της θαλάσσιας επίκλησης, η οποία ακολούθησε την παγετώδη περίοδο του Βουρμίου, έθραυσε τα κελύφη των οργανισμών που ήταν στην παράχτια ζώνη και τα απέθεσε εκεί μαζί με τα γεωγενή συστατικά κατά την ταχεία επίκλυση που ακολούθησε (βλ. και Perissoratis and V. Andel, 1988).

Σύμφωνα με την γνωστή καμπύλη της μεταβολής της στάθμης της θάλασσας κατά τα τελευταία 200.000 έτη (Σχ.7), σε δύο χρονικά διαστήματα, προ 20.000 ετών και προ 150.000 ετών υπήρξε, λόγω της τήξης των παγετώνων μια ταπείνωση της στάθμης της θάλασσας κατά 120 μέτρα περίπου. Μεταξύ αυτών των περιόδων μεσολαβεί μια περίοδος όπου η στάθμη μεταβαλλόταν μεταξύ 30 και 75μέτρα περίπου κάτω από το σημερινό επίπεδο. Σύμφωνα με την καθιερωμένη ορολογία, τα χρονικά στάδια ταπείνωσης χαρακτηρίζονται με ζυγό αύξοντα αριθμό, ενώ τα στάδια της ανόδου με περιττό αριθμό (Σχ.7).



Σχ.7.: Μεταβολή της στάθμης (κατά Chappel and Shackleton, 1986 and Skene et.al., 1998). Λοιπές εξηγήσεις στο κείμενο.

Fig.7: Sea level change curve (according to Chappel and Shackleton, 1986, and Skene, et.al., 1998). Other explanations in text.

Από την άλλη μεριά στην περιοχή που μελετήθηκε παρατηρήθηκε ότι το υφαλοόριο βρίσκεται σε βάθος 160 – 170 μέτρα περίπου. Επί πλέον η μελέτη των σεισμικών διασκοπίσεων στις βαθιές περιοχές του κόλπου έδειξε ότι μετά από το υφαλοόριο και σε βάθος 250 μέτρα περίπου υπάρχει ένα δεύτερο υφαλοόριο που μπορεί να αποδοθεί στην διαδικασία της προηγούμενης ταπείνωσης της στάθμης που έγινε πριν από 150.000 έτη στάδιο 6 (Σχ.6).

Εφόσον λοιπόν και στις δύο περιπτώσεις, τόσο του πρόσφατου όσο και του παλαιότερου υφαλοορίου η αρχική τους θέση ήταν κοντά στην τότε επιφάνεια της θάλασσας, που ήταν περίπου 120 μέτρα κάτω από την σημερινή, και η σημερινή τους θέση είναι σε βάθος 160 και 250 μέτρων αντίστοιχα, τότε στο διάστημα των 20.000 ετών και 150.000 ετών πριν από σήμερα, υπήρξε τεκτονική καταβύθιση της τάξης των 40 μέτρων και 160 μέτρων, και επομένως η ταχύτητα της καταβύθισης εκτιμάται σε 1 έως 2mm/έτος, αυξανόμενη προς τις τελευταίες περιόδους.

Με βάση τα παραπάνω ο ρόλος της θέσης της εισόδου του κόλπου σε σχέση με την μεταβολή της στάθμης παριστάνεται στο Σχ.7 (διακεκομμένη γραμμή), από όπου συμπεραίνεται ότι η περιοχή του κόλπου του Ναυαρίνου ήταν ξηρά κατά τα στάδια 2 και 6 και πιθανώς κατά το στάδιο 4. Αντίθετα θαλάσσευε κατά τα στάδια 3 και 5, όπως και σήμερα (στάδιο 1). Το ίδιο συνέβαινε και στην υφαλοκρηπιδική έκταση δυτικά της Σφακτηρίας. Ακόμη η ομαλή κλίση της ασυμφωνίας μεταξύ των υποενοτήτων A1 και A2 προς την θάλασσα δείχνει ότι δεν δημιουργήθηκαν λίμνες κατά την τελευταία απόσυρση (στάδιο 2). Αντίθετα το ανώμαλο τοπογραφικά δάπεδο της υποενότητας A2 (Σχ.5) δείχνει ότι κατά την πλήρωση του ανάγλυφου αυτού πιθανόν να είχαν δημιουργηθεί λίμνες κατά τα στάδια 4 (πιθανώς) ή 6.

Συμπερασματικά μπορούμε να πούμε ότι τα θαλάσσια ιζήματα της υποενότητας A1 αποτέθηκαν κατά την τελευταία επίκλυση της θάλασσας (στάδιο 1). Η ασυμφωνία επομένως μεταξύ των υποενοτήτων A1 και A2 είναι αποτέλεσμα της απόσυρσης κατά το στάδιο 2 και έτσι τα ιζήματα της υποενότητας A2 θα αντιστοιχούν πιθανότατα σε θαλάσσιες αποθέσεις που αποτέθηκαν κατά τα στάδια 3 ή και 5 με μια μικρή διακοπή πιθανόν κατά το στάδιο 4. Η γειτνίαση της περιοχής του κόλπου με τις λεκάνες απορροής και προσφοράς ιζημάτων προφανώς συνετέλεσε στην διαφορετική σεισμική εικόνα της υποενότητας A2 πιθανόν να οφείλεται στην δυτικά της Σφακτηρίας. Έτσι π.χ. η χαώδης δομή των ανωτέρων οριζόντων της Α2 πιθανόν να οφείλεται στην απόθεση αδρομερών υλικών (άμμοι, κροκάλες) που διοχετεύτηκαν από τους γύρω ποταμούς. Το ανάγλυφο τέλος της βάσης της υποενότητας A2 μάλλον διαμορφώθηκε κατά την χέρσευση της περιοχής κατά το στάδιο 6 προ 150.000 ετών περίπου.

Θα πρέπει να σημειωθεί ότι τα παραπάνω συμπεράσματα αποτελούν μια πρώτη εκτίμηση και ερμηνευτική προσέγγιση των στοιχείων. Μια λεπτομερέστερη μελέτη τους θα επιτρέψει να γίνουν ακριβέστερες εκτιμήσεις λαμβάνοντας υπ' όψη και τις αντίστοιχες πρόσφατες χερσαίες αποθέσεις της ξηράς.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

CHAPPEL J. and SHACKLETON N.J. 1986. Oxygen isotopes and sea level. *Nature 323, 137-140.* FOLK R. 1974. Petrology of Sedimentary rocks. Hemphill Publ.

- KRAFT J.C., RAPP G.R. AND ASCHENBRENNER S.E. 1980. Late Holocene Palaeogemorphic Reconstruction in the Area of the Bay of Navarino: Sandy Pylos. Jour. Of Archaelogical Science, 7, 187-210.
- ΜΠΟΥΖΟΣ Δ. ΚΑΙ ΚΟΝΤΟΠΟΥΛΟΣ Ν. 1998. Ιζηματολογικοί χαρακτήρες και καθορισμός της διεύθυνσης της μεταφοράς των ιζημάτων κατά μήκος της ακτής στους φραγμούς Γιάλοβας και Κοτυχίου της Δυτικής Πελοποννήσου. Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, τομ. ΧΧΧΙΙ/2, 267-276.
- PERISSORATIS, C., and VAN ANDEL, J., 1988: Late Pleistocene unconformity in the Gulf of Kavalla, northern Aegean, Greece, Mar. Geol. 81, 53-61.
- SKENE K.I., PIPER D.J.W., AKSU A.E., SYVITSKI J.P.M. 1998. Evaluation of global oxygen isotope curve as a proxy for Quaternary sea level by modelling of delta progradations. J. sedim. Res. 68, 1077-1092.
- VARNAVAS S., PANAGOS A. AND LAIOS G. 1987. Trace elements in surface sediments of Navarino Bay, Greece. Environmental Geology and Water Sci., V10/3, 159-168.
- ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ Ν. 1971. Γεωλογικαί έρευναι εις την επαρχίαν Πυλίας (Μεσσηνία). Ann. Geol. des Pays Hell. T.XXIII, 8-122.
- ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ Ν. 1973. Γεωλογική δομή της δυτικής Πυλίας και απόψεις περί της γεωτεκτονικής θέσεως των ζωνών Ωλονού, Πύλου και Τριπόλεως. Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τ.ΙΧ/2, 122-132.

ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΚΑΤΟΛΙΣΘΗΤΙΚΑ ΦΑΙΝΟΜΕΝΑ ΚΑΙ ΑΝΑΛΥΣΗ ΕΥΣΤΑΘΕΙΑΣ ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΩΝ ΠΡΑΝΩΝ ΣΤΗΝ ΠΛΑΓΙΑ ΜΕΤΑΞΥ ΚΕΡΚΥΡΑΣ - ΠΑΞΩΝ (ΠΛΑ-ΓΙΑ ΔΥΤ. ΕΛΛΑΔΑΣ)*

Θ. ΧΑΣΙΩΤΗΣ¹, Γ. ΠΑΠΑΘΕΟΔΩΡΟΥ¹ & Γ. ΦΕΡΕΝΤΙΝΟΣ¹

ΣΥΝΟΨΗ

Στην παρούσα εργασία παρουσιάζονται τα αποτελέσματα μίας θαλάσσιας γεωφυσικής/γεωτεχνικής έρευνας που εκτελέστηκε στην πλαγιά μεταξύ Κέρκυρας-Παξών (πλαγιά Δυτικής Ελλάδας). Τα κυριότερα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά της περιοχής αποτελούν οι εναλλαγές χαραδρώσεων και ράχεων (υψηλών κλίσεων) και τα ποικίλα κατολισθητικά φαινόμενα που λαμβάνουν χώρα. Η μελέτη των γεωτεχνικών ιδιοτήτων των ιζημάτων έδειξε την παρουσία χαρακτηριστικών οριζόντων (οξειδωμένη ιλύς, σαπροπηλός) η παρουσία ή η απουσία των οποίων είναι ενδεικτική της δράσης βαρυτικών μετακινήσεων. Από την ανάλυση ευστάθειας προέκυψε ότι τα πρανή είναι ασταθή όχι μόνο σε δυναμικές αλλά και τοπικά σε στατικές συνθήκες και ότι τα βάθη ολίσθησης αναπτύσσονται σε βάθη 5-20m κάτω από τον πυθμένα.

ABSTRACT

This paper presents the results of a marine geophysical/geotechnical survey, which was carried out between Kerkyra and Paxi slope (part of the western Greek slope). The main bathymorphological features are numerous canyons and intercanyon ridges that exhibit high slope gradients (up to 30'I). The canyon flanks as well as the ridges are affected by numerous mass movements that include slides, rotated sediment blocks, well-expresed sediment detachment surfaces, mass flows and creeping. Most of the aforementioned movementns present a retrogressive action of the failure mechanism. The unstable sediment masses are often transported through the canyons and are deposited in the adjacent basin creating a sequence of alternating mass flow deposits and turbiditic/hemipelagic sediments.

The gravity cores collected along two ridges, in the Kerkyra and Paxi slopes, revealed a certain sedimentary sequence consisting of calcareous ooze, oxidized mud and a sapropel layer overlaying hemipelagic mud. Along those sediment facies turbiditic muddy to sandy deposits usually appear. The main geotechnical characteristics of these lithofacies are the low undrained shear strength and high water content in the sapropel layer and the inverse relationship of the abovementioned properties in the oxidized mud. The water content of all the sediments is higher than the liquid limit indicating the very soft nature of the deposits and the possible destabilization upon disturbance (i.e. earthquake).

The stability of the sedimentary cover was evaluated using the infinite slope, the Bishop and the Janbu methods. The main results that stemmed from the analysis are that (i) the Kerkyra slope is unstable both in static and dynamic conditions and (ii) the Paxi slope is unstable in dynamic conditions, whilst the very surficial layers (<1.5m in thickness) can be also unstable under static conditions. The possible failure planes are located 5-20m under the seabed. The absence of the oxidized mud and sapropel layers in the Kerkyra slope as well as their presence in the Paxi slope, and the presence of an episapropelic layer in the Kerkira-Paxi basin are all indicative of the unstable nature of the seafloor.

Cyclic loading by earthquakes, high slope gradients and sediment bedding parallel to the slope are believed to be the predominant slope failure mechanisms in the surveyed area.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: υποθαλάσσια κατολισθητικά φαινόμενα, γεωτεχνικές ιδιότητες θαλάσσιων ιζημάτων, ανάλυση ευστάθειας πρανών

KEY WORDS: submarine mass movements, geotechnical properties of marine sediments, slope stability analysis

^{*} SURFICIAL MASS MOVEMENTS AND SUBMARINE SLOPE STABILITY ANALYSIS BETWEEN KERKYRA AND PAXI SLOPE (WESTERN GREEK SLOPE)

^{1.} Εργαστήριο Θαλάσσιας Γεωλογίας & Φυσικής Ωκεανογραφίας (Ε.ΘΑ.ΓΕ.Φ.Ω.), Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Πατρών

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στο πλαίσιο μίας θαλάσσιας γεωφυσικής/γεωτεχνικής έξευνας εξετάστηκαν τα επιφανειακά κατολισθητικά φαινόμενα και η ευστάθεια των υποθαλάσσιων πρανών σε τμήμα της πλαγιάς της ΒΔ Ελλάδας, μεταξύ των νήσων Κέρκυρας και Παξών. Η περιοχή αυτή τα τελευταία περίπου 13.10⁶ χρόνια βρίσκεται σε ένα καθεστώς συμπίεσης και χαρακτηρίζεται από έντονη σεισμικότητα λόγω της ανάπτυξης ρηγμάτων BBΔ-NNA και BBA-NNΔ διεύθυνσης. Τα προαναφερθέντα συστήματα ρηγμάτων ορίζουν μία επιμήκη ζώνη έντονης σεισμικής δραστηριότητας, γνωστής σαν «σεισμική ζώνη των Ιονίων νήσων» (Papazachos and Papazachou 1989). Από καταλόγους σεισμών προκύπτει ότι ο ευρύτερος χώρος έχει δώσει σεισμούς μέχρι και 6.5R ενώ σύμφωνα με το χάρτη σεισμικότητας του Ελληνικού χώρου η περιοχή έρευνας μπορεί να δώσει σεισμούς από 5 έως 6.3R (Papazachos and Papazachou, 1989).

2. ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ

Η έφευνα εκτελέστηκε το Σεπτέμβριο του 1993 από το Ε.ΦΑ.ΓΕ.Φ.Ω. και κατά τη διάρκεια της χρησιμοποιήθηκαν (α) υδρογραφικός ηχοβολιστής τύπου SIMRAD EA-300P, και (β) τομογράφοι υποδομής πυθμένα τύπου 3.5kHz (O.R.E.) και τύπου Sparker (SIG). Επιπλέον συλλέχθηκαν 8 πυρήνες ιζήματος μήκους 120-210cm για τη μελέτη των γεωτεχνικών ιδιοτήτων των ιζημάτων. Ο προσδιορισμός της θέσης του σκάφους γίνονταν με το διαφορικό δορυφορικό σύστημα TRIMBLE 4000II RL-DL.

Η εργαστηριαχή ανάλυση των πυρήνων περιέλαβε αρχικά την αχτινογράφηση τους, τον προσδιορισμό της διατμητικής αντοχής, της υγρής πυκνότητας και της φυσικής υγρασίας αμέσως μετά τη διάνοιξη τους και στη συνέχεια τον προσδιορισμό των ορίων Atterberg, της κοκκομετρίας και του ποσοστού ανθρακικού ασβεστίου.

3. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

<u>Βυθομετρία-Μορφολογία:</u> Από τη βυθομετρική αποτύπωση στη ζώνη έρευνας διαπιστώθηκε ότι η πλαγιά Κέρχυρας-Παξών οριοθετείται από την ισοβαθή των 160m στην περιοχή της Κέρχυρας ενώ προς τα νότια (περιοχή Παξών) από την ισοβαθή των 300m. Προς τα κατάντη η φυσιογραφική ενότητα της πλαγιάς, περιορίζεται μεταξύ των ισοβαθών των 900m και 1250m από βόρεια (Κέρχυρα) προς νότια (Παξοί). Η γενική μορφολογία της περιοχής έρευνας παρουσιάζεται ιδιαίτερα πολύπλοκη. Η πλαγιά διατέμνεται από μεγάλο αριθμό υποθαλάσσιων χαραδρώσεων και ράχεων οι περισσότερες εκ των οποίων αναπτύσσονται από το υφαλόριο και καταλήγουν στην περιοχή της λεκάνης Κέρκυρας-Παξών. Λεπτομερείς έρευνες που εκτελέστηκαν σε τμήματα της πλαγιάς της Κέρχυρας χαθώς και ΝΝΔ των Παξών (Εικ. 1) απέδειξαν ότι οι υποθαλάσσιες χαραδρώσεις έχουν ασύμμετρη διατομή με αποτέλεσμα οι πλευρές τους να παρουσιάζουν διαφορετικού βαθμού ανάγλυφο και κλίσεις. Το εύρος τους είναι γενικά μεγάλο και το ύψος των τοιχωμάτων κυμαίνεται από 60 έως και 270m (Εικ. 2). Οι μέγιστες κλίσεις των τοιχωμάτων των χαραδρώσεων είναι υψηλές και τοπικά, ξεπερνούν τις 30°. Στα δύο προαναφερθέντα τμήματα της πλαγιάς που μελετήθηκαν διεξοδικότερα διαπιστώθηκε ότι οι κλίσεις είναι υψηλότερες στην περιοχή της Κέρχυρας (μέγιστη 30°) σε σχέση με την περιοχή των Παξών (μέγιστη 25°). Οι μιχρότερες τιμές χλίσεων (5-7°) παρατηρήθηχαν χοντά στη βάση της πλαγιάς, ενώ κατά μήχος του υφαλορίου διαπιστώθηκε ένα σημαντικό εύρος κλίσεων που κυμαίνεται από 8 έως 18.5°. Η λεκάνη Κέρκυρας-Παξών χαφακτηρίζεται από ομαλό ανάγλυφο με κλίσεις μικρότερες από 1.5° που τοπικά μόνο φτάνουν τις 4°.

Γεωφυσική διασκόπηση: Ο πυθμένας κατά μήκος του υφαλορίου καλύπτεται από μία ιζηματογενή ακολουθία Πλειο-Τεταρτογενούς ηλικίας πάχους 30-140m, που επικάθεται ασυμφώνως σε μία παλαιότερη ακολουθία, πιθανώς Μειοκαινικής ηλικίας. Ανάντη του υφαλορίου παρατηρήθηκαν ευρείες κοιλότητες, οι οποίες αντιπροσωπεύουν τις κεφαλές υποθαλάσσιων χαραδρώσεων τα τοιχώματα των οποίων έχουν καλυφθεί από αποθέσεις λασποροών / ροών κορημάτων. Η υψηλής έντασης ανακλαστικότητα του πυθμένα ορισμένων χαραδρώσεων δηλώνει ότι είναι ενεργές, δηλαδή ότι αποτελούν σύγχρονες οδούς μεταφοράς ιζημάτων προς τα κατάντη, κυρίως υπό τη μορφή ροών, οι οποίες διαβρώνουν τον πυθμένα των καναλιών.

Στην περιοχή του υφαλορίου και της άνω πλαγιάς διαπιστώθηκαν αποκολλήσεις ιζημάτων πάχους έως και 75m, τα οποία έχουν μεταφερθεί προς τα κατάντη, ενώ κατά θέσεις αποκαλύπτονται στρώματα της κατώτερης (Μειοκαινικής) ακολουθίας (Εικ. 3). Η παρουσία επικαλυπτόμενων αποθέσεων ροών μαζών κατάντη των μετώπων αποκόλλησης δηλώνει την υποχώρηση τους προς τα ανάντη λόγω διαδοχικών καταπτώσεων τεμαχών ιζημάτων (Εικ. 3β,γ). Η κλίση των στρωμάτων είναι παράλληλη έως υποπαράλληλη με τη γενική κλίση της πλαγιάς, γεγονός που αυξάνει την πιθανότητα αστάθειας του πρανούς. Στην περιοχή της ανώτερης πλαγιάς διαπιστώθηκε επιπλέον, τοπικά, απολέπτυνση και ελαφρά πτύχωση των ιζηματογενών στρωμάτων, γεγονός που υποδηλώνει τη δράση εφελκυστικών τάσεων στα επιφανειακά ιζήματα (ερπυσμός).



Εικ. 1: (a) Χάρτης στον οποίο φαίνεται η περιοχή έρευνας και η θέση των πυρήνων που ελήφθησαν από την περιοχή της λεκάνης. (β και γ) Χάρτες στους οποίους παρουσιάζεται η βυθομετρία, οι πορείες έρευνας (διακεκομμένες γραμμές), οι θέσεις των πυρήνων και των εικόνων στις πλαγιές της Κέρκυρας (β) και των ΝΝΔ-ικών Παξών (γ).

Fig. 1: (a) Map showing the location of the surveyed area and of the cores collected in the basin. (b and c) Maps showing the bathymetry, the survey lines (dotted lines), the core and the figure locations in the Kerkyra (b) and Paxi (c) slope.



Εικ. 2: Τομογραφία τύπου Sparker στην οποία φαίνονται οι εναλλαγές υποθαλάσσιων χαραδρώσεων (C) και ράχεων (R) στην πλαγιά των ΝΝΔ-ικών Παξών. Fig. 2: Sparker profile showing the alternations of canyon (C) and intercanyon ridges (R) in the SSW Paxi slope.

Σε βάθος θάλασσας μεγαλύτερο από 500m τα επιφανειακά ιζήματα (30-40m) της πλαγιάς επηρεάζονται επιπλέον από περιστροφικές ολισθήσεις ελαστικού χαρακτήρα (Εικ. 3). Η απουσία επιφανειακής εμφάνισης των επιπέδων ολίσθησης δηλώνει τη μικρή μετακίνηση των ολισθέντων τεμαχών. Ο κύριος μηχανισμός ανάπτυξης των επιφανειακών κατολισθήσεων είναι μάλλον ανάδρομου χαρακτήρα, δηλαδή αναπτύσσεται προς τα ανάντη λόγω έλλειψης αντιστήριξης των υπερκείμενων στρωμάτων.



Εικ. 3: Τομογραφίες τύπου Sparker (a) και 3.5kHz (β) στην πλαγιά των ΝΝΔ-ικών Παξών και τύπου 3.5kHz στην πλαγιά της Κέρκυρας (γ) στις οποίες φαίνονται ολισθήσεις ιζηματογενών τεμαχών (Sl), επιφάνειες αποκόλλησης (Sc) και επικαλυπτόμενες αποθέσεις βαρυτικών ροών (MF).

Fig. 3: Sparker (a) and 3.5kHz (b) profiles along the SSW Paxi slope and 3.5kHz profile (c) along the Kerkyra slope showing slided sediment blocks (Sl), sediment detachment surfaces (Sc) and overlapping mass flow deposits (MF).

Η ενότητα της λεκάνης Κέρκυρας-Παξών συνίσταται από εναλλαγές τουρβιδιτικών ή/και ημιπελαγικών ιζημάτων με αποθέσεις, οι οποίες είτε (i) προέρχονται από ολισθήσεις και έχουν υποστεί πλαστική παραμόρφωση είτε (ii) είναι αποτέλεσμα ροών μαζών (κορημάτων / λασποροών). Οι βαρυτικές αποθέσεις προέρχονται είτε από μετακινήσεις ιζηματογενών τεμαχών από τα παρακείμενα πρανή είτε από μεταφορά ιζημάτων με τη μορφή ροών διαμέσου των χαραδρώσεων που τέμνουν την πλαγιά.

<u>Γεωτεχνικές ιδιότητες</u>: Για τη μελέτη των γεωτεχνικών ιδιοτήτων των ιζημάτων του πυθμένα συλλέχθηκαν 8 πυρήνες ιζήματος από τις φυσιογραφικές ενότητες της πλαγιάς και της λεκάνης. Από τις πλαγιές της Κέρκυρας και των ΝΝΔ-ικών Παξών συλλέχθηκαν 6 πυρήνες, ενώ από τη λεκάνη Κέρκυρας-Παξών 2 πυρήνες (Εικ. 1).

Από τη μαχροσκοπική παρατήρηση και την εξέταση των ακτινογραφιών -X- διακρίθηκαν οι εξής λιθοφάσεις με την αύξηση του βάθους κάτω από τον πυθμένα: (Λ1) ασβεστιτική ιλύς πάχους 15-28cm, (Λ2) οξειδωμένη ιλύς πάχους 5-13cm, (Λ3) σαπροπηλός πάχους 7-20cm, (Λ4) ημιπελαγική ιλύς πάχους συνήθως μεγαλύτερου από 1m και (Λ5) τουρβιδιτική ιλύς/άμμος πάχους 3-50cm. Η παραπάνω ανάπτυξη διαπιστώθηκε στην πλαγιά των Παξών ενώ απουσιάζει από την πλαγιά της Κέρκυρας. Η κατακόρυφη κατανομή των γεωτεχνικών ιδιοτήτων στην περιοχή έρευνας ελέγχεται από την παρουσία των συγκεκριμένων λιθοφάσεων. Οι διακυμάνσεις των τιμών των γεωτεχνικών παραμέτρων σε κάθε λιθόφαση (Πιν. 1) καθώς και οι σημαντικότερες παρατηρήσεις παρουσιάζονται συνοπτικά παρακάτω.

(α) Κατά μήκος της ημιπελαγικής ιλύος διαπιστώθηκε μείωση της περιεκτικότητας του νερού και αύξηση της υγρής πυκνότητας και της αστράγγιστης διαμτητικής αντοχής, τάσεις τυπικές για ιζήματα που προέρχονται από την καθίζηση λεπτόκοκκων αιωρούμενων σωματιδίων.

		S	Z	C	CaCO ₃	Y 3	W	LL	PL	PI	Su
		(*)	(*)	(*)	(*)	(gr/cm [°])	(*)	(*)	(*)	(*)	(KPa)
Λ1	Min	3.80	26.7	26.5	22	1.61	44.14	37	26	9	0.1
	Max	16.7	64.9	66.1	37	1.79	71.35	49	33	20	8.7
	<i>Mean</i>	7.54	38.66	53.8	30	1.69	56.40	45	30	15	2.9
A2	Min	3.56	27.8	44.1	28	1.59	47.4	47	28	15	4.2
	Max	7.74	51.6	66.6	33	1.72	65.78	54	38	20	11.2
	<i>Mean</i>	3.89	37.49	58.62	30	1.65	55.9	51	33	18	7.5
лз	Min	1.49	20.39	42.94	24	1.56	52.8	45	29	14	0.4
	Max	36.67	44.6	67.8	29	1.69	76.8	53	34	19	6.4
	<i>Mean</i>	6.19	36.02	57.79	26	1.61	63.1	48	31	17	2.9
Λ4	Min	0.54	30.49	28.26	14	1.60	35.9	32	23	5	0.8
	Max	18.04	59.6	62.9	27	1.92	85.1	53	33	20	7.8
	<i>Mean</i>	3.94	49.18	46.88	20	1.72	49.34	41	28	13	4.0
λ5	Min	1.50	43.6	30.8	15	1.65	41.13	40	26	13	2.9
	Max	19.17	59.4	49.6	20	1.77	56.35	46	30	17	7.7
	<i>Mean</i>	7.25	50.51	42.24	19	1.72	49.82	43	27	16	5.1

ΠΙΝΑΚΑΣ 1

S: άμμος, Z: πηλός, C: άργιλος, CaCO₃: ανθραχικό ασβέστιο, γ: υγρή πυχνότητα, w: περιεκτικότητα νερού, LL: όριο υδαρότητας, PL: όριο πλαστικότητας, PI: δείκτης πλαστικότητας, Su: αστράγγιστη διατμητική αντοχή.

- (β) Οι υψηλότερες τιμές της περιεκτικότητας νερού σε σχέση με τις τιμές του ορίου υδαρότητας δηλώνει ότι τα ιζήματα αυτά είναι υποστερεοποιημένα, και σε περίπτωση δυναμικής αναμόχλευσης (π.χ. σεισμός) είναι πιθανό να χάσουν τη συνοχή τους και να ρεύσουν.
- (γ) Η οξειδωμένη ιλύς χαρακτηρίζεται από υψηλές σχετικά τιμές διατμητικής αντοχής, οι οποίες κυμαίνονται από 4.2-11.2kPa, και μάλλον οφείλονται στην παρουσία κιτρινο-κόκκινων οξειδίων σιδήρου. Οι υψηλές τιμές διατμητικής αντοχής διαταράσσουν τη συνήθη κατακόρυφη κατανομή κατά μήκος των πυρήνων αφού είναι σημαντικά αυξημένες έναντι των υπερκείμενων και υποκείμενων ιζημάτων.
- (δ) Η σαπροπηλική λιθόφαση παρουσιάζει αυξημένες τιμές περιεκτικότητας νερού έναντι των υπερκείμενων και υποκείμενων λιθοφάσεων, ενώ οι τιμές της υγρής πυκνότητας και της διατμητικής αντοχής είναι μικρότερες έναντι των αντίστοιχων τιμών των περιβαλλόντων ιζημάτων. Οι σαπροπηλικοί ορίζοντες που εντοπίστηκαν στη λεκάνη μπορούν να θεωρηθούν, σύμφωνα με το χαρακτήρα τους στις ακτινογραφίες –Χ-ως "επισαπροπηλικού" τύπου. Αυτό σημαίνει ότι η ημιπελαγική ιζηματογένεση του σαπροπηλικού ορίζοντα διακόπηκε από μικρής κλίμακας γεγονότα βαρυτικής μεταφοράς ιζημάτων (τουρβιδιτικά ρεύματα) (Anastasakis and Piper, 1991).
- (ε) Τουρβιδιτικοί άμμοι και ιλύες διαπιστώθηκαν τοπικά σε ορισμένους πυρήνες, με επαφή βάσης ανώμαλου σχήματος και παρουσία, επιπλέον, θυλάκων άμμου και πιθανών ιχνών βιοαναμόχλευσης. Η λιθόφαση αυτή εμφανίζει αυξημένη περιεκτικότητα του νερού σε σχέση με τα περιβάλλοντα ιζήματα λόγω του γρήγορου ρυθμού απόθεσης της και σχετικά αυξημένη διατμητική αντοχή.

Ευστάθεια πρανών: Η μελέτη της ευστάθειας των πλαγιών της Κέρχυρας και των ΝΝΔ-ικών Παξών πραγματοποιήθηκε με χρήση της ανάλυσης (i) του "άπειρου μήκους" πρανούς και (ii) των επιμέρους λωρίδων με τις μεθόδους Bishop και Janbu, μετά από τη μελέτη των τομογραφιών και την ανάλυση των πυρήνων που συλλέχθηκαν από τα δύο επιμέρους πρανή σε συγκεκριμένες γεωτεχνικές τομές κατά μήκος μικρού εύρους υποθαλάσσιων ράχεων. Τα στοιχεία που προέκυψαν από τις γεωτεχνικές αναλύσεις και χρησιμοποιήθηκαν στην ανάλυση ευστάθειας παρουσιάζονται στον πίνακα 2.

Λόγω του περιορισμένου βάθους πυρηνοληψίας (περίπου 2m) η μεταβολή της διατμητικής αντοχής με το βάθος υπολογίσθηκε βάσει των δεδομένων των πυρήνων, με την εφαρμογή της μεθόδου της γραμμικής παλινδρόμησης (linear regression analysis). Για την ασφαλή εφαρμογή της μεθόδου στην πλαγιά των ΝΝΔ-ικών Παξών απομακρύνθηκαν οι τιμές των τριών επιφανειακών λιθοφάσεων (Λ1, Λ2, Λ3), οι οποίες λόγω των σημαντικών διαφορών μεταξύ τους, αλλοίωναν σημαντικά την αξιοπιστία της εξίσωσης που προέκυπτε από την ανάλυση. Η διατμητική αντοχή των ιζημάτων παρουσιάζει μία σχετικά σαφή τάση αύξησης με το βάθος λόγω της ανάπτυξης του στρώματος της ημιπελαγικής ιλύος κάτω από τις τρεις επιφανειακές λιθοφάσεις.

ΠΙΝΑΚΑΣ 2

	Υγρή	Αστράγγιστη	Κλίσι	ŋ (°)	Πιθανά επίπεδα	Σεισμική
Περιοχή	πυκν. (γ)	διατμητική αντοχή (Su)	max	min	ολίσθ. (m)	επιτάχυνση (α)
Παξοί	1.71	Su=1.79+2.62*10 ⁻² *d	25	5	0.35, 1.9, 5	0.24
Κέρκυρα	1.71	Su=2.06+1.89*10 ⁻² *d	30	7	1, 1.7, 5	

d: βάθος σε cm

Για την αποφυγή παρόμοιων προβλημάτων που είναι δυνατό να διαταράξουν την κατακόρυφη κατανομή των τιμών της διατμητικής αντοχής με το βάθος (παρουσία ενστρώσεων με διαφορετικό λιθολογικό χαρακτήρα άρα και με διαφορετικές φυσικές ιδιότητες, διακυμάνσεις της πίεσης του νερού των πόρων) η γραμμική μεταβολή προσομοιώθηκε: (i) από αλλεπάλληλα στρώματα πάχους 4m, όπου ήταν δυσχερής η διάκριση της επιφανειακής στρωματογραφίας (κυρίως λόγω των υψηλών κλίσεων) ή όπου διαπιστώνονταν σχετικά ομοιόμορφες συνθήκες ιζηματογένεσης στις τομογραφίες και (ii) από στρώματα διαφορετικού πάχους, τα οποία ήταν δυνατό να διακριθούν στις τομογραφίες. Και στις δύο περιπτώσεις η αστράγγιστη διατμητική αντοχή θεωρήθηκε ίση με αυτή που προκύπτει από τη σχέση της γραμμικής κατανομής για το βάθος του μέσου του κάθε στρώματος. Ετσι αντί για γραμμική μεταβολή της αστράγγιστης διατμητικής αντοχής με το βάθος χρησιμοποιήθηκε βαθμιδωτό διάγραμμα.

Η διαχύμανση της υγρής πυχνότητας είναι πολύ μικρή και υποτέθηκε τέτοια κατανομή ώστε να έχουμε αύξηση κατά 0.01gr/cm³ ανά 2m βάθους σε σχέση με τη μέση τιμή υγρής πυχνότητας που υπολογίστηκε από την ανάλυση των πυρήνων.

Πιθανά επίπεδα ολίσθησης κατά μήκος των οποίων εξετάστηκε η ευστάθεια με την ανάλυση του "άπειοου μήκους" πρανούς είναι: (i) ο σαπροπηλικός ορίζοντας στην πλαγιά των Παξών σε βάθος 35cm, λόγω της ιδιαίτερα μικρής διατμητικής του αντοχής και (ii) το μέγιστο βάθος στο οποίο επιτεύχθηκε πυρηνοληψία σε κάθε επιμέρους τμήμα της πλαγιάς και άρα υπάρχουν εργαστηριακά δεδομένα. Επιπλέον ελέγχθηκε το βάθος των 5m ως πιθανό βαθύτερο επίπεδο ολίσθησης, αφού εξαιτίας της γραμμικής αύξησης της διατμητικής αντοχής με το βάθος, ο λόγος Su/Po (αστράγγιστη διατμητική αντοχή/ενεργή τάση υπερκείμενων ιζημάτων) σε μεγαλύτερα βάθη παρουσίασε πολύ μικρές διακυμάνσεις και στα δύο πρανή που εξετάστηκαν.

Η οριζόντια συνιστώσα της σεισμικής επιτάχυνσης ισούται με 0.12, αφού βάση του ΝΕΑΚ η περιοχή έρευνας ανήκει στη ζώνη ΙΙΙ σεισμικής επικινδυνότητας (α=0.24).

Ανάλυση ευστάθειας πρανών σε στατική κατάσταση (Πίνακας 3)

Κατά μήχος της πλαγιάς των Παξών η ανάλυση ευστάθειας με τη μέθοδο του "άπειρου μήχους" πρανούς έδειξε ότι ο στατικός συντελεστής ασφάλειας (Fs) στα ανώτερα 155cm είναι μιχρότερος της μονάδας (0.5-0.66) και η μέγιστη κλίση για διατήρηση ευσταθών συνθηκών μικρότερη από 15° γεγονός που φανερώνει την ασταθή κατάσταση στην οποία βρίσκεται το πρανές. Ο συντελεστής ασφάλειας σε βάθη μεγαλύτερα από 1.9m κυμαίνεται μεταξύ 1.08 και 1.13 γεγονός που δηλώνει ότι τα ιζήματα είναι οριακά ευσταθή έως ευσταθή.

1	A. N. Sarah		TATI	KEE EYNOR	ΙΚΕΣ			
MH	ΠΕΠΕΡΑΣΜΕΝ	Ο ΠΡΑΝΕΣ	1 1 1	ΜΕΘΟΔΟΙ ΛΩΡΙΔΩΝ				
Περιοχές Βάθος Μέγιστη επιφ. κλίση ολίσθ. ανάλυσης (m)			Fs	Περιοχές		Bishop Fs	Janbu Fs	
Πλαγιά Παξών	0.35 1.55 1.90 5.0	25°	0.50 0.66 1.08 1.13	Πλαγιά Παξών	< 22° > 22°	0.96 - 2.59 0.87 - 1.00	> 1.03 > 0.99	
Πλαγιά Κέρκυρας	1.0 1.7 5.0	30°	0.84 1.00 0.76	Πλαγιά Κέρκυρας	< 15° > 15°	1.11 - 1.73 0.63 - 0.84	1.21 - 1.91 0.70 - 0.93	

ΠΙΝΑΚΑΣ 3

Η ανάλυση ευστάθειας με τις μεθόδους των επιμέρους λωρίδων (Bishop και Janbu) στην πλαγιά των Παξών έδειξε ότι σε θέσεις όπου η κλίση είναι μικρότερη από 22° τα ιζήματα είναι οριακά ευσταθή έως πολύ ευσταθή (Fs: 0.96-2.59), ενώ αντίθετα σε περιοχές περισσότερο απότομων κλίσεων (>22°) τα ιζήματα είναι ασταθή (Fs: 0.87-1.0).

Ο έλεγχος της ευστάθειας στην πλαγιά της Κέφχυρας έδειξε ότι τα ιζήματα είναι γενικά ασταθή έως οριακά ευσταθή σε όλα τα πιθανά επίπεδα ολίσθησης (Fs: 0.63-1.0). Εξαίρεση αποτελούν περιοχές όπου οι κλίσεις είναι μικρότερες των 15 Ι όπου η ανάλυση με τις μεθόδους Bishop και Janbu έδειξε ότι τα ιζήματα είναι ευσταθή (Fs: 1.11-1.91).

Ανάλυση ευστάθειας πρανών σε σεισμό (Πίναχας 4)

Η ανάλυση της ευστάθειας σε δυναμική κατάσταση πραγματοποιήθηκε για όλο το φάσμα των κλίσεων που υπολογίστηκαν στα δύο επιμέρους τμήματα της πλαγιάς που εξετάστηκαν λεπτομερώς.

Ο έλεγχος ευστάθειας στην πλαγιά των Παξών, με τη μέθοδο του "άπειου μήκους" πρανούς, απέδειξε την ιδιαίτερα ασταθή κατάσταση των ανώτερων 35cm της ιζηματογενούς στήλης, πάνω από τον σαπροπηλικό ορίζοντα και γενικότερα των ιζημάτων μέχρι το βάθος των 155cm. Εως το βάθος αυτό τα ιζήματα είναι δυνατό να αστοχήσουν ακόμη και χωρίς την επίδραση σεισμού για κλίσεις μεγαλύτερες από 12'Ι. Οι τιμές του δυναμικού συντελεστή ασφάλειας (F_D) παρουσιάζουν μία αύξηση όσο ελαττώνεται η κλίση του πρανούς και μία ελαφριά μείωση όσο αυξάνεται το βάθος των πιθανών επιφανειών ολίσθησης κάτω από τον πυθμένα (για βάθη ολίσθησης μεγαλύτερα από 5m).

Οι επιταχύνσεις που απαιτούνται για να προχαλέσουν κατάρρευση του πρανούς είναι γενικά μικρότερες από αυτή που προτείνεται από τον Ν.Ε.Α.Κ. Μόνο σε τμήματα της πλαγιάς όπου οι κλίσεις είναι περίπου 5° τα ιζήματα παρουσιάζονται ευσταθή έως οριακά ευσταθή σε βάθος 1.9 και 5m αντίστοιχα.

Ο έλεγχος της ευστάθειας με τη μέθοδο Bishop έδειξε ότι τα επιφανειακά ιζήματα είναι ασταθή ($F_{\rm D}$: 0.57-0.90), ενώ η μέθοδος Janbu έδειξε ότι τα ιζήματα είναι ασταθή έως ευσταθή ($F_{\rm D}$: 0.64-1.26). Οπως είναι φανεζό τα πρανή είναι οριακά ευσταθή στις θέσεις των μικρότερων κλίσεων. Τα βάθη των πιθανών επιπέδων ολίσθησης κυμαίνονται από 5 έως 20m περίπου.

ΔΥΝΑΜΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ										
	МН ПЕП	ΈΡΑΣΜΈΝ	Ο ΠΡΑΝΕΣ	ΜΕΘΟΔΟΙ ΛΩΡΙΔΩΝ						
Περιοχές	$ \begin{array}{c c} & B \dot{\alpha} \theta \circ \varsigma \\ \hline \varepsilon \rho \iota \circ \chi \dot{\varepsilon} \varsigma & E \pi \iota \varphi . & K \lambda \dot{\iota} \sigma \eta & a^* & F_D \\ O \lambda \dot{\iota} \sigma \theta . & (°) & (%g) \\ \hline (m) & & \end{array} $					Bishop F _D	Janbu F _D			
Πλαγιά Παξών	0.35 1.55 1.90 5.0	5-25	0.0-4.3 0.0-6.8 1.4-13.5 2.4-14.3	0.31-0.51 0.40-0.67 0.66-1.10 0.69-1.15	Πλαγιά Παξών	0.57 - 0.90	0.64 - 1.26			
Πλαγιά Κέρκυρας	1.0 1.7 5.0	7-30	0.0-10.1 0.0-13.1 0.0-7.6	0.55-0.89 0.66-1.06 0.51-0.83	Πλαγιά Κέρκυρας	0.43 - 0.66	0.47 - 0.73			

ΠΙΝΑΚΑΣ 4

a*: μέγιστη οριζόντια εδαφική επιτάχυνση σε ευσταθείς συνθήκες

Κατά μήχος της πλαγιάς της Κέφχυρας η τιμή του δυναμικού συντελεστή ασφάλειας χυμαίνεται από 0.43 έως 1.06 και παρουσιάζει τις μέγιστες τιμές της όσο ελαττώνεται η κλίση του πρανούς. Οπως φαίνεται από τον πίνακα, τα πρανή σε όλα τα πιθανά βάθη ολίσθησης, με εξαίρεση αυτό των 1.7m, είναι δυνατό να ολισθήσουν χωρίς την επίδραση σεισμικής δραστηριότητας σε περιοχές κλίσεων μεγαλύτερων από 20°. Η ανάλυση ευστάθειας έδειξε επιπλέον ότι οι οριζόντιες εδαφικές επιταχύνσεις, οι οποίες απαιτούνται για την κατάρρευση του πρανούς είναι πολύ μικρότερες (1.3-13.1%g) σε σχέση με τις αντίστοιχες του Ν.Ε.Α.Κ., γεγονός που ενισχύει το χαρακτηρισμό της πλαγιάς ως πλέον ασταθούς.

Το πρανές της Κέρχυρας είναι ευσταθές μόνο σε θέσεις κλίσεων μικρότερων από 9° και μόνο για το πιθανό βάθος ολίσθησης των 1.7m.

Η ανάλυση με τις μεθόδους Bishop και Janbu έδειξε επιπλέον ότι τα πιθανά επίπεδα ολίσθησης αναπτύσσονται σε σχετικά μεγάλα βάθη κάτω από την επιφάνεια του πυθμένα (15-20m).

4. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Η θαλάσσια γεωλογική έρευνα που εκτελέστηκε στην πλαγιά μεταξύ Κέρκυρας και Παξών (τμήμα πλαγιάς της Δυτικής Ελλάδας) απέδειξε την (i) ιδιαίτερα πολύπλοκη μορφολογία της περιοχής, η οποία διαμορφώνεται από εναλλαγές χαραδρώσεων και ενδιάμεσων ράχεων ποικίλου μεγέθους, (ii) παρουσία ποικίλων τύπων βαρυτικών μετακινήσεων, (iii) ύπαρξη "χαρακτηριστικών" οριζόντων (σαπροπηλός, οξειδωμένη ιλύς) στα επιφανειαχά ιζήματα με ιδιαίτερες γεωτεχνικές ιδιότητες, (iv) ασταθή κατάσταση στην οποία βρίσκονται τα δύο επιμέρους πρανή που μελετήθηκαν διεξοδικότερα, υπό δυναμικές αλλά και τοπικά υπό στατικές συνθήκες, για συγκεκριμένες τιμές κλίσεων και (v) εξάπλωση των πιθανών επιφανειών ολίσθησης (σύμφωνα με την ανάλυση ευστάθειας) σε βάθη από 5 έως 20m περίπου κάτω από την επιφάνεια του πυθμένα.

Η ένστφωση του σαπροπηλού, λόγω των ιδιαίτερων γεωτεχνικών της ιδιοτήτων, αποτελεί ένα ιδανικό επίπεδο για την ανάπτυξη "επιδερμικού" τύπου (επιφανειακές, μικρού πάχους) βαρυτικών ροών όπως διαπιστώθηκε και από την ανάλυση ευστάθειας. Στο ίδιο συμπέρασμα κατέληξαν και οι Chassefiere and Monaco (1989), οι οποίοι μελέτησαν της ευστάθεια των ιζημάτων πάνω από σαπροπηλικούς ορίζοντες σε βάθη, όμως, 3-5m και 8-12m κάτω από την επιφάνεια του πυθμένα, για θεωρητικές τιμές κλίσεων, επιταχύνσεων και ενδεικτικών γεωτεχνικών ιδιοτήτων. Στα βάθη αυτά οι αποθέσεις των σαπροπηλών θεωρήθηκε επιπλέον ότι περιβάλλονται από μη διαπερατά αργιλικά στρώματα, με συνέπεια την αύξηση της πίεσης του νερού των πόρων κατά μήκος τους σε περίπτωση δυναμικής φόρτισης.

Η παρουσία του σαπροπηλικού στρώματος σε συνδυασμό με τα φαινόμενα βαρυτικών μετακινήσεων που διαπιστώθηκαν στην πλαγιά των ΝΝΔ-ικών Παξών δηλώνουν ότι (α) η πλαγιά είναι ευσταθής τα τελευταία 7-9 χιλιάδες χρόνια (ηλικία σαπροπηλικού ορίζοντα S1) και τα κατολισθητικά φαινόμενα που παρατηρήθηκαν είναι παλαιότερα και έχουν καλυφθεί από ένα επιφανειακό στρώμα Ολοκαινικής ηλικίας πάχους περίπου 1.5m (το οποίο δεν είναι ευδιάκριτο στις τομογραφίες 3.5kHz λόγω των υψηλών κλίσεων του πυθμένα) ή (β) η ολίσθηση των ιζηματογενών τεμαχών είναι σχετικά σύγχρονη, συνέβη δηλαδή τα τελευταία 7-9 χιλιάδες χρόνια, αλλά δεν εκδηλώθηκε καμία ταυτόχρονη μετακίνηση των χαλαρών επιφανειακών ιζημάτων κατά μήκος του υδαρούς σαπροπηλικού ορίζοντα (ελαστικού τύπου μετακίνηση).

Η απουσία του σαπροπηλικού ορίζοντα και της υπερκείμενης λιθόφασης της οξειδωμένης ιλύος από την πλαγιά της Κέρκυρας υποδηλώνει είτε τη δράση κατολισθητικών φαινομένων μετά την απόθεση του σαπροπηλικού στρώματος (νεότερα από 7-9 χιλιάδες χρόνια) αποτέλεσμα των οποίων ήταν η μεταφορά του προς τη λεκάνη είτε ότι οι σαπροπηλοί δεν αποτέθηκαν βορειότερα από το συγκεκριμένο γεωγραφικό πλάτος λόγω μη ανάπτυξης στρωματοποίησης της υδάτινης στήλης στην ευρύτερη περιοχή. Η παρουσία όμως σαπροπηλών σε ιζήματα βορειότερα της Κέρκυρας (Anastasakis and Stanley 1984) δηλώνει ότι ο διαγνωστικός αυτός ορίζοντας αποτέθηκε και μεταφέρθηκε υπό τη μορφή βαρυτικών ροών στη φυσιογραφική ενότητα της λεκάνης. Η διάκριση άλλωστε "επισαπροπηλικού" τύπου αποθέσεων στον πυρήνα Π2 στη λεκάνη Κέρκυρας-Παξών επιβεβαιώνει την παραπάνω διεργασία.

Οι κύριες αιτίες που προκαλούν την πυροδότηση κατολισθητικών φαινομένων στην περιοχή έρευνας αποτελούν η σεισμική δραστηριότητα καθώς και η ανάπτυξη υψηλών κλίσεων σε συνδυασμό με την παραλληλία των ιζηματογενών ενστρώσεων με τη γενική κλίση της πλαγιάς.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ANASTASAKIS, G. AND STANLEY, J., (1984). "Sapropels and organic-rich variants in the Mediterranean: sequence development and classification". In: *Fine-grained sediments: Deep-water processes and facies* (Edit. D. Stow and D. Piper), Spec. Pap. Geol. Soc. London, 15: 497-510.
- ANASTASAKIS, G. AND PIPER, D., (1991). "The character of seismo-turbidites in the S-1 sapropel, Zakinthos and Strofadhes basins, Greece". Sedimentology, 38: 717-733.
- CHASSEFIERE, B. AND MONACO, A., (1989). "Role of organic matter and particle fabric in mass-physical and geotechnical properties: Implications for undrained slumping in Aegean sea and Ionian sea modern sediments". *Marine Geology*, 87: 165-182.

PAPAZACHOS, B. AND PAPAZACHOU, K., (1989). "The seismicity of Greece". Ziti Publ., Thessaloniki, Greece.

STRATIGRAPHY AND DATING OF A LARGE SLUMPING EVENT IN THE NORTHERN AEGEAN

V. LYKOUSIS¹, G. ROUSAKIS¹, P. PAVLAKIS¹ AND M. ALEXANDRI¹

ABSTRACT

Continuous seismic (Air-Gun) subbotom profiling in the N.Aegean was revealed a large submarine translational slide. The failure zone is extended from about 300m depth down to 800 m and covers an area of 85 Km². The mean thickness of the slide reaches about 55 m and an estimated total volume of 4 Km³ of Quaternary sediments have been slided along a distance of 6 to 7 Km.

Chronostratigraphic analysis of the acoustic reflectors imply that the slide plane is the muddy layer of late Pleistocene age (170-240 Ka BP). AMS dating of sediment cores provided indications that this major slide event occurred 5 to 6 Ka BP.

ΣΥΝΟΨΗ

Κατά την διάφχεια υποθαλάσσιων εφευνών στο Β. Αιγαίο με όφγανα αχουστιχής διασχόπισης αναχλάσεως (Air-Gun) διαπιστώθηκε η ύπαφξη μεγάλης έχτασης χατολίσθηση στην πεφιοχή μεταξύ των νήσων Θάσου – Λήμνου.

Η περιοχή της κατολίσθησης έχει έκταση περίπου 85 km² και σε βάθη από 300 έως 800m περίπου και κλίση του πυθμένα από 1° έως 2.9°. Το μέσο πάχος της κατολίσθησης είναι 55 m, ο συνολικός της όγκος περίπου 4 km³ η δε μετακίνηση της εκτιμάται στα 6 έως 7 km κατά μήκος του πρανούς. Τα μορφολογικά της χαρακτηριστικά την κατατάσσουν (κυρίως) στην κατηγορία της επίπεδης ολίσθησης. Το κατώτατο τμήμα της κατολίσθησης έχει αναμοχλευθεί και παρουσιάζει λοφοειδή διαμόρφωση ενώ στο ανώτερο δεν παρουσιάζεται εσωτερική διατάραξη των παράλληλων οριζόντων (στρωματοποιημένων) των ιζημάτων.

Η ιζηματολογική ανάλυση των πυρήνων που λήφθηκαν στην περιοχή σε συνδυασμό με δυο ραδιοχρονολογήσεις (AMS) έδειξαν ότι η κατολίσθηση έγινε πιθανότατα πριν από 5 έως 6.000 έτη.

Εκτιμάται ότι το επίπεδο ολίσθησης είναι ένας ιλυοαργιλώδης ορίζοντας που έχει αποτεθεί πριν από 170 έως 240.000 έτη σε συνθήκες υψηλής στάθμης της θάλασσας (μεσοπαγετώσης περίοδος – οξυγονοισοτοπική περίοδος 7).

KEY WORDS: Translational slide; acoustic stratigraphy; slide plane; relative dating; N. Aegean Trough.

1. INTRODUCTION

Submarine slumping and mass wasting processes at active plate margins is one of the principal and the more complicated downslope sedimentation mechanism quantitatively and qualitatively (Prior and Coleman, 1982). Medium to large scale mass movements are the most commonly recognized sediment failures on continental slopes and are measuring hundrends of meters to kilometers in horizontal dimensions (Field and Edwards, 1980). Slumping processes is the main potential natural hazard to existing and future offshore engineering structures on the continental margins (Heezen et al., 1966; Bee and Audibert, 1980; Carlson et al., 1980; Coleman and Prior, 1981).

In the NE Mediterranean downslope slumping is related with the Quaternary evolution and the present seismotectonic regime of the Hellenic Arc and Trench system (Hudson and Fortuin, 1985; Lykousis, 1991a; Ferentinos, 1992). Active neotectonics imply high seismicity with strong earthquake shocks (M=6.0-7.0) and high peak ground accelerations (20-35%g) in the forearc margins, as well as in the back-arc grabens (basins) of the Aegean Sea (Makropoulos and Burton, 1985; Delibasis et al., 1987; Jackson and McKenzie, 1988).

The major objective of this paper is to present and analyze the characteristics and dynamics (potential initiation mechanisms, failure planes, relative timing) of a slumping that was recorded during a conventional cable route survey across the central sub-basin of the North Aegean trough. This mass failure event is, probably, the

^{1.} Researcher, National Center for Marine Research, Hellinikon, Athens 16604, Greece

largest in terms of a single event that has been recognised in the Aegean domain.

2. GEOLOGICAL SETTING

The North Aegean Trough (N.A.T.) is a 1 - 1.8 km deep ENE - WSW trending graben system with a series of three deep fault - bounded main sub - basins (Fig.1), characterized by extentional tectonics with an important strike slip component (Lyberis, 1984; Le Pichon et al. 1984; Mascle and Martin, 1990).



Fig.1. General bathymetric map with seismic continuous seismic profiling tracks, gravity (dots) and box coring (squares) in the greater region of the slide. The failure zone is deliniated by the shaded area. The selected seismic profiles that used in the text are also indicated.

It is interpreted as the westward extension of the North Anatolian fault (Dewey and Sengor, 1979) configuring the northern transform - type border of the Aegean microplate (Mercier et al., 1976; Mc Kenzie, 1978; Taymaz et al., 1991). Strike slip neotectonics and seismicity are closely related in the N.A.T. initiating strong shallow earthquakes (Papazachos and Papazachos 1989). During the last 30 years, four prominent seismic events (M > 6.0) were reported and studied in detail in the central part of N.A.T. closely to the observed slumped deposits (Mc Kenzie, 1972, 1978; Jackson et al., 1982; Jackson and Mc Kenzie, 1984; Taymaz et al., 1991). Also nine very shallow earthquake motions (3-8 Km) of medium strength (M = 4.0-5.0) affected the area under investigation the period 1980-1989. These shallow earthquakes are able to induce, locally, high horizontal ground accelerations and to initiate slope sediment failures.

Quaternary sedimentological studies in the North Aegean have been carried out mainly by Perissoratis et al. (1987); Perissoratis and van Andel (1988); Lykousis and Chronis (1989a); Perissoratis and Mitropoulos (1989); Piper and Perissoratis (1991); Perissoratis and Piper (1992) and Lykousis (1991b). The thickness of the Late Quaternary sediments (late 150 ka) in the central part of the N.A.T. range from 30-50 m, while the mean subsidence rates due to neotectonics for the same period ranges from 0.3-1.5 m ka⁻¹ with a mean value of 0.8 m ka⁻¹ (Piper and Perissoratis 1991). Slope stability studies were performed by Lykousis and Chronis (1989b) in Late
Pleistocene prodelta deposits on the upper slope of thr NW Aegean (western termination of the N.A.T.).

3. DATA AND METHODS

The study area was surveyed in terms of subbottom profiling by a 1-40 cu.in. Air-Gun (PAR BOLT U.S.). The Air-Gun was operated with the 5 or 10 cu.in. chamber with the signal filtered at 200-1100 Hz for optimum penetration and higher resolution of the Late Quaternary reflectors, and the better identification of the potential slip planes (layers). Selected gravity coring was scheduled with a BENTHOS INST.(U.S.A) gravity corer, after a preliminary onboard seismic profiling interpretation. Most sampling attempts in the scarp and along the glide zone failed, possibly due to the exposed hard Pleistocene slide plane and/or the stiff mud clasts and slide debris. Sediment cores were recovered from the greater undisturbed Late Pleistocene slope and basin sediments and the toe of the slide while one core was obtained from the northern edge of the slide plane/scarp foot. Box core was used for supplementary sampling where the gravity coring failed, especially along the slide surface and the scarp slope covered by the stiff mud debris.

Sections of split cores was X-rayed using a Faxitron (U.S.) X-Ray cabinet. Grain-size analysis was performed by the SEDIGRAPH laser technique (Micrometrics 5100) at regular intervals along the split cores. Selected samples was analysed for organic carbon and total carbonates content with a CHN Analyser (Fisons EA 1108).

The field work was carried out with the R/V AEGAEO during 1989, 1994 and 2000 navigated by a TRIMBLE 4000 Surveyor D.G.P.S. system (accuracy \pm 5m).

4. RESULTS

4.1. Slide geometry (morphology)

The morphological characteristics of the failure zone were revealed from the study of detailed multibeam bathymetry and images, conventional echo sounding and continuous seismic profiling records. The slide and the related failure zone is highly complex in terms of morphology and vertical profile appearance indicating, apparently, variability in the sliding processes. The failure zone that trends WSW is extended between 300 to 800m depth with slope gradients from $1^{\circ} - 2.9^{\circ}$ (mean 1.8°) covering an area of 85 Km² (mean length 16.5 Km, mean width 5.3 Km)(Fig. 1). The boundaries along the flanks of the slide are relatively well defined especially towards the shallower parts of the failure zone.

The uppermost part of the failure zone is about 4-4.5 km wide and consists mainly from a well defined slide scarp (headwall) that has an average slope of 6° and an approximate (mean) relative high of 40-50 m (estimated from the continuous subbottom profiling, Fig. 2A,B). The subbottom stratified acoustic reflectors are clearly truncated by the slide scarp. Slide debris (SLD) of about 0.2 Km³ in volume have been accumulated to the foot of the scarp, while slab like slumped sediment masses (slide blocks) appears on the glide zone (depths from 320-600 m) especially in the northern part of the failure (Fig. 2B). These blocks of about 0.7 Km³ in volume retained the initial sediment strata of alternating stratified and relatively transparent reflectors equivalent to those that have been truncated by the slide scarp. The glide plane appears to be a sequence of well stratified reflectors that are extended upwards and constitutes the base of the slide scarp.

In the deeper (and larger) part of the failure zone (extended from 650-800 m) the slumped sediments have resulted in a well defined seabed elevation of 10-15 m high lahibiting characteristic hummocky bottom topography (Fig. 2A). In the seismic profiles this zone display characteristic hyperbolic and chaotic internal reflections throughout the disturbed sediment mass implying intense remolding of the sediment strata (Stuart and Gaughey, 1977). The thickness of this lower part of the slide range from 40-85 m (mean 55 m), their aerial extension is about 45 Km³ and the estimated volume exceeds the 2.7 Km³. The hyperbolic and chaotic reflections terminate abruptly downslope where a sequence of stratified undisturbed reflectors that have been regarded as the base of the potential glide plane of the failure. In the lowermost edge of the failure zone these hyperbolic and chaotic reflectors distructing only the poorly stratified or partly transparent reflectors. This indicates presence of weak layers over the intense and stratified reflectors and along the base of the acoustically transparent layers as already noted by Lykousis (1991a) and Perissoratis and Papadopoulos (1999). Consequently the major and secondary glide planes are the transitional zones between the basal strongly stratified reflectors (stiff-relatively coarser sediment layers) and the overlay acoustically transparent and/or poorly stratified reflections (weaker-muddy layers with higher water content and lower shear strength).



Fig.2. Downslope Air-Gun subbottom profiles of the failure zone showinging all the general appearance and characteristics of the slide. Slide scarp (SC) debris (SLD), glide plane (GP), slab slide (SLB) and the remolted toe of the slide (SLP) with haotic and hyperbolic reflectors are indicated.

The observed failure is a rather typical translational slide of bedded sediments with about 4 Km³ of downslope moved sediments along a distance of 6 to 7 Km over a well defined glide plane. The overall morphological characteristics of the slide resemble to that of Currituc translational slide in the Mid-Atlantic continental slope (Prior et al., 1986) despite the volume differences. The overall structure and characteristics (scarps, block slidesolistoliths, slide debris, weak layers as glide planes) indicates a failure mechanism similar to that described in the review paper on the origin and behavor of submarine slub slides (O'Leary, 1991).

4.2. Sediment cores

Three gravity sediment cores were recovered from the undisturbed slope sediments, from which one was taken from the lower part of the slide (region of hyperbolic reflectors) and one from the sidewall scarp (Fig. 1). A number of box corings were carried out in the exposed gliding surface, since gravity coring attempts failed to obtain more than 20 to 30 cm of homogenous muddy sediments.

The cores T5,T3 and T4 taken from different depths in the slope surrounding the slide (depths 360 m, 670 m and 880 m) is assumed to represent the regional (relatively to the slide) shallow stratigraphy and geotechnical conditions. Texturally these three representative sediment cores display the typical N. Aegean shallow sediment sequence stratigraphy (Fig. 3). Four basic upward sediment sequences are distinguished: a) The Late glacial stiff silty-mud layer (>about 16 Ka BP), (b) The lower Pre-Holocene muddy layer (9.2-about 16 Ka BP), c) The thinner intermediate Early Holocene sapropelic layer (9.2-6.4 Ka BP from Perissoratis and Piper, 1992) and d) The upper Late Holocene muddy horizon (<6.4 BP Ka BP). The upper Late Holocene layer is from 55 cm thick in the shallower T5 core (360 m) to 110 and 140 cm thick in the other two lower slope cores (core T3 and core T4 respectively). Since sapropelic layer deposition was terminated about 6.4 Ka BP the calculated regional mean Late Holocene sedimentation rates are about 10 Ka cm⁻¹ in the upper slope and from 15-25 Ka cm⁻¹ in the lower slope environment. The short core M8 (depth 820m) taken from the toe of the slide did not provide any additional information regarding the remolting character of this part of the slide.

The box cores retrieved a few tens of centimeters in thickness that consist of a basal admixture of very stiff



Fig.3. Basic textural and stratigraphic characteristics along the cores taken from the upper (T5, 360m) and lower slope(T3, 670m and T4, 880m), the toe of the slide (M8, 820m) and the side slide scarp (M7,720m).

mud clasts and an overlay of homogeneous hemipelagic mud drape. The mud clasts probably are glide debris and should be compared with the "friable clay" that was sampled from the glide plane of Currituc slide (Prior et al., 1986). The homogeneous mud drape is expected to have been deposited after the termination of the failure processes. The thin muddy veneer that covers the stiff mud clasts (and possibly drapes the entire glide plane) and the regional sedimentation rates for the upper slope environment (around 10 cm Ka⁻¹) indicates a relatively recent (Early Holocene) age of the slumping event in the N. Aegean.

Important information was revealed from the core sampled from the northern sidewall scarp (core M7, depth 720m)(Fig. 3). This core displayed two different muddy sections in terms of textural characteristics. The upper (130 cm) part (section 1) is a homogeneous clayey pelagic mud and the lower (150-250 cm, section 2) is a stiff mud sediment layer of greenish gray color (10GY). Also the upper most part of the section 2 (130-155cm) display a rather reworked texture with organic mud clasts. Organic carbon values of these clasts range between 1.5-1.9% revealing the sapropelic origin (character) of the mud clasts. The reworked section is underlined by two gravity fault "cracks" indicating that the sediment core has penetrated a gravity fault zone, since the core M7 recovered from the lower scarp of the slide sidewall. AMS ¹⁴C dates from the base of the section 1 yielded an age of 5140 \pm 120 years BP (BETA-148979) and an age of 25180 + 410 years BP (BETA-148980) for the section 2 (within the gravity fault zone) implying a sidewall gravity fault process between Early Holocene-Latest Pleistocene. This is in agreement with the Early Holocene age of the major failure event that was postulated from the thickness of muddy drape of the glide plane and the estimated Holocene sedimentation rates.

4.3 Seismic chronostratigraphy and glide plane

The relative timing of the late Quaternary seismic reflectors in the N. Aegean have been performed by Piper and Perissoratis (1991) in their detailed study for the Late Quaternary sedimentation on the North Aegean. The authors correlate basin wide sequences of reflectors with major transgressive/regressive periods during the late 150 ka (oxygen isotopic stages 6.3 to 2)(Imbrie et al., 1984; Chappell and Scackleton, 1986)(Fig. 4). The total subbottom thickness of these sequences is 35m in the slopes and around 55m in the deep basins. The reflectors are differentiated in packages of strong stratified and transparent/poorly stratified reflectors. The stratified reflectors represent sandy to silty turbidites that was deposited during low sea level stands (oxygen isotopic stages 2 - 3.2 and 6.5 - 6) and the transparent reflect hemipelagic mud deposition during high sea level stands (interglacial periods, isotopic stages 3, 5, 1). Poorly stratified reflectors reflect probably smaller fluctuations of sea level during the extended interglacial period from isotopic stage 3.3 - 5 (about 70 ka). The deeper recognized package of reflectors (Cu, Cs, CL) represent the top and base of the turbidite sequences that was deposited during isotopic stages 6.5 - 6 (about 170 - 120 ka BP). The base of these reflectors is located in at about 33 m subbottom on slopes and 55 m in basins.

This concept was applied for the chronostratigraphic analysis of the slide and the estimated "age" of the glide zone. Since the slide thickness is greater than the deepest package of stratified reflectors identified by Piper and Perissoratis (1991), we proceed in a chronostratigraphic analysis of the deeper reflectors. This enables us to identify the relative "age" and the textural character of the glide plane stratigraphic section. Figure 4 illustrates the stratigraphic section from the lower edge of the failure zone and the basinward undisturbed subbottom strata. This seismic profile shows an alteration of well stratified and acoustically transparent to poorly stratified intervals. Three major stratified packages and three transparent intervals were identified to a subbottom depth of 100 - 110 ms (75 - 85 m) that is the maximum depth of sediment disturbance of the sliding processes. The thin reflector represents silty – sandy turbidite sequences of the relatively short duration stage 2 (late glacial maximum). Reflectors bu and bL marks the top and base of silty mud turbidites that was deposited during the isotopic stage 4 (about 70 - 55 ka BP). Accordingly the strong reflectors Cu and CL that is the upper and lower end of a thick package of stratified reflectors indicates turbidite deposition at glacial stage 6 (about 170 - 130 ka



Fig.4. Cronostratigraphic analysis subbottom reflectors. The glide plane corresponds to the du reflector.

BP). The lower package of thick and well stratified reflectors (reflectors du to dL) correlates to major low sea level stand turbidite sequences (stage 8, about 290 - 245 ka BP). The uppermost reflector du that is traced upward to the base of the slide scarp serves the undisturbed base of the remolted slide masses. Consequently the glide plane should be the lower part of the transparent layer that correspons to interglacial hemipelagic muds (high sea level stand – stage 7) that have been deposited about 240-170 Ka BP. The very stiff semiconsolidated mud clasts recovered from the exposed gliding surface could probably be debris from this intergacial muddy layer. As indicated in Fig.4 weak layers (secondary glide planes) could be the transparent sections of the seismic profiles that have been deposited during inerglacial high sea level stands (isotopic stages 7, 5, 3) when the sediment input and the sedimentation rates were lower. This implies initiation and evolution of the failure along the base of "weak" interglacial muddy layers and progradation of the failure over the shear resistant stratified glacial packages.

5. CONCLUSIONS

- The morphological, and stratigraphic characteristics of the large failure event in the N. Aegean leads to the conclusion that this is a typical translational slide of well bedded sediments.
- The overall dimensions of the slide (volume 45 Km³, aerial extension 85 Km², mean thickness 55 m, downslope movement 6-7 Km) implies that it could be regarded as a large scale slump. Actually it is the largest single slump event recognized so far in the Central and North Aegean sea and probably the entire Aegean.
- The glide plane is a well defined basal surface in the seismic profiles. Relative chronostratigraphic analysis coupled with surface sediment cores indicated that the over lying muddy layer was deposited about 170-240

Ka BP during the interglacial stage 7 (high sea level stand).

• AMS dating in one sediment core (above and below slide scarp) integrated with the sedimentary information from the sediment cores indicates a major slide event around 5 to 6 Ka BP.

ACKNOWLEDGMENTS

The officers and the crew the R/V AEGAEO are gratefully acknowledged for their important and effective contribution to the field work and sampling. We thank Mr.K.Chronis for his substantial contribution to the proper operation and maintenance of the Air-Gun seismic profiling system.

REFERENCES

- BEA, R. G., AUDIBERT, J. M. E., 1980. Offshore platforms and pipelines in Mississippi River delta. J. Geotech. Engr. Div. Proc. Am. Soc. Civil Engr. 106 (GT8), pp. 853-869.
- CARLSON, P. R., MOLNIA, B. F., WHEELER, N. C., 1980. Seafloor geologic hazards in O.C.S. Lease area 55, Eastern Gulf of Alaska. *Proc.* 12th Offshore Technology Conference, Huston, Texas, pp. 563-603.
- CHAPPELL, J., SHACKLETON, N.J., 1986. Oxygen isotopes and sea-level. Nature 323, 137 140.
- COLEMAN, J.M., PRIOR, P.B., 1981. Subaqueous sediment instabilities: the offshore Mississippi river delta. In: Bouma, A., Sangrey, D., Coleman, D. J., Prior, D., Trippet, A., Dunlap, W., Hooper, J. (Eds), Offshore geologic hazards, AAPG Educational Course Notes Series, 18, 5.1-5.53.
- DELIBASIS, N., DRAKOPOULOS, J., STAVRAKAKIS, G., 1987. The Kalamata (S. Greece) earthquake of 13 September 1986. Ann. Geophysicae, 5B(6), 731-734.
- DEWEY, J.F., SENGOR, A.M.C., 1979. Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in convergent zone. *Geol. Soc. Am. Bull.* 90, 84 92.
- HEEZEN, B. C., EWING, M., JOHNSON, G., 1966. The Gulf of Corinth floor. Deep-Sea Res. 13, 381-411.
- JACKSON, J., MCKENZIE, D.P., 1988. Rates of active deformation in the Aegean and surrounding areas, Basin Res. 1, 121-128.
- JACKSON, J., KING, G., VITA-FINZI, C., 1982. The neotectonics of the Aegean: an alternative view, *Earth planet. Sci. Lett.* 61, 303-318.
- FERENTINOS G., 1992. Recent gravitative mass movements in a highly tectonically active arc system: The Hellenic Arc. *Mar. Geol.* 104, 93-107
- FIELD, M. E., EDWARDS, B. D., 1980. Slopes of the ssouthern California borderland: A regime of mass transport. In: Field, M. E., Colburn, I. P., Bouma, A. H.(Eds), *Quaternary depositional environments of the Pacific coast. SEPM*, 169-184.
- HUDSON, W.J., FORTUIN, A. R., 1985. The Lithinon slide: a large submarine slide in the south Cretan trough, Eastern Mediterranean. *Mar. Geol.* 65, 103-111.
- IMBRIE, J., HAYS, J.D., MARTINSON, D.G., MCINTYRE, A., MIX, A.C. MORLEY, J.J., PISIAS, N.G., PRELL, W.L., SHACKLETON, N.J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine ¹⁸O record. In: A. Berger, J. Imbrie, Hays, J., Kukla, G., Saltzman ,B.(Editors), *Milankovitch* and climate, Dordrecht, Riedel, 269 - 305.
- LE PICHON, X., LYBERIS, N., ALVAREZ, F., 1984. Subsidence history of the Noerth Aegean Trough. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Geol. Soc. Sp. Publ. 17,* 727-741.
- LYBERIS, N., 1984. Tectonic evolution of the North Aegean trough. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F., (Eds), The Geological evolution of the Eastern Mediterranean: Geol. Soc. Lon. Spec.Publ. 17, 709-738.
- LYKOUSIS, V., 1991a. Submarine slope instabilities in the Hellenic Arc region, Northeastern Mediterranean Sea. *Mar. Geotechn.* 10, 83-96.
- LYKOUSIS, V., 1991b. Sea-level changes and sedimentary evolution during the Quaternary in the N.W. Aegean continental margin, Greece. Special Publ. Internat. Assoc. of Sedimentologists, 12, 123-131.
- LYKOUSIS, V., CHRONIS, G., 1989a. Mechanisms of sediment transport and deposition: Sediment sequences and accumulation during the Holocene on the Thermaikos Plateau, the continental slope and Basin (Sporadhes basin), N.W. Aegean Sea, Greece, *Mar. Geol.* 87, 15-26.
- LYKOUSIS, V., CHRONIS, G., 1989b. Mass Movements, Geotechnical properties and slope stability in the Outer Shelf Upper Slope, N.W. Aegean Sea. *Mar. Geotechn.* 8 (3), 231-247.
- LYKOUSIS, V., ANAGNOSTOU, C., PAVLAKIS, P., ROUSAKIS, G., ALEXANDRI, M., 1995. Quaternary sedimentary history and neotectonic evolution of the eastern part of Central Aegean Sea, Greece. Mar. Geol.

125, 59-71.

- MAKROPOULOS, K., BURTON, P., 1985. Seismic hazard in Greece, II: ground acceleration. *Tectonophysics* 117, 259-294.
- MASCLE, J., MARIN, L., 1990. Shallow structure and recent evolution of the Aegean Sea: A synthesis based on continuous reflection profiles. *Mar. Geol.* 94, 271-299.
- MERCIER, J.L., CAREY, E., PHILIP, H., SOREL, D., 1976. La neotectonique plio quaternaire de l'arc egeen externe et de la mer Egee et ses relations avec la seismicite. *Bull. Soc. Geol. France.* XVIII (7), 355 372.
- MCKENZIE, D.P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. Geoph. J. Astr. Soc. 30, 109-185.
- MCKENZIE, D.P., 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean sea and surrounding areas. *Geoph. J. Astr. Soc.* 55, 217-254.
- O'LEARY, D.W., 1991. Structure and morphology of submarine slab slides: Clues to origin and behavior. Mar. Geotechn. 10, 53-69.
- PAPAZACHOS V., PAPAZACHOS K., 1989. The earthquakes of Greece. ZITI Publ., Thessaloniki, 356 p.
- PERISSORATIS, C., VAN ANDEL, T.H., 1988. Late Pleistocene uncomformity in the Gulf of Kavalla, Northern Aegean, Greece. Mar. Geol. 81, 53 61.
- PERISSORATIS, C., MITROPOULOS, D., 1989. Late Quaternary evolution of the northern Aegean shelf. Quat. Res. 32, 36 50.
- PERISSORATIS, C., PIPER, D. J., 1992. Age, Regional Variation, and Shallowest Occurance of S1 Sapropel in the Northern Aegean shelf. *Geo-Mar. Let.* 12, 49 53.
- PERISSORATIS, C., MOORBY, S. A., PAPAVASILIOU, C., CRONAN, D. S., ANGELOPOULOS, I., MITROPOULOS, D., SAKELLARIADOU, F., 1987. Geology and geochemistry of surficial sediments off Thraki, northern Greece. *Mar. Geol.* 75, 209-224.
- PIPER, D.J.W., PERISSORATIS, C., 1991. Late Quaternary sedimentation on the North Aegean continental margin, Greece. Bull. Am. Ass. Pet. Geol. 75, 46 - 61.
- PRIOR, D.B., COLEMAN, J. M., 1982. Active slides and flows in underconsolidated marine sediments. In:Saxov, S., Nieuwenhuis, J. K. (Eds). *Marine slides and other mass movements*, Plenum, New York, pp. 21-49.
- PRIOR, D.B., DOYLE, E. H., NEURAUTER, T., 1986. The Currituk slide, Mid-Atlantic continental slope-revisited. Mar. Geol. 73, 25-45.
- STUART, C.J. & C.A. GAUGHEY 1977. Seismic facies and sedimentology of terrigenous Pleistocene deposits in the Northwest and Central Gulf of Mexico. In: C.E. Payton (ed), Seismic Stratigraphy - Application to Hydrocarbon Exploration. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem., 26:249-275.
- TAYMAZ T., JACKSON J., MCKENZIE D., 1991. Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophys. J. Int.* 106, 433-490.

EFFECTS OF AN ACTIVE POCKMARK FIELD ON THE DISTRIBUTION OF HEAVY METALS OF SURFICIAL SEDIMENTS IN THE GULF OF PATRAS, GREECE J. RAVASOPOULOS¹, G. PAPATHEODOROU¹ AND J. KAPOLOS¹

ABSTRACT

Factor analysis carried out in thirteen sediment cores, collected from an active pockmark field area in the eastern part of the Gulf of Patras, discriminated a domestic sewage pollution factor, the Mn/Fe oxides and the carbonate sedimentation. The increased content in sand, the low C_{org} content as well as the lack of C_{org} /heavy metals association follow a specific NW-SE transect in the centre of the surveyed pockmark field, suggesting pockmarks activity. This seems to control sedimentation and heavy metals distributions.

KEY WORDS: pockmarks, heavy metals, factor analysis, pockmark activity, geochemistry, Gulf of Patras.

INTRODUCTION

This paper deals with the distributions of several heavy metals in surficial sediments taken from pockmarks and the surrounding seafloor of an active pockmark field in the eastern Gulf of Patras. It is the first time such an attempt is being made, since there are no references dealing with geochemistry in active pockmark fields. The further aim of this study is to investigate the potential effects of pockmarks activity in the distributions of heavy metals in surficial sediments contained in the field, by applying a multivariate statistical analysis on the sediments grain size data and metals concentrations.



Figure 1. Side scan sonar image from the Gulf of Patras showing gas plumes (GS) rising in the water column from active pockmarks (PM). The circular step-like features (SI) in the rim of the pockmark may indicate that the sidewalls are affected by slumping due to the release of gas.

Εικ.1. Καταγραφή ηχοβολιστή πλευρικής σάρωσης από τον Πατραϊκό κόλπο που δείχνει διαφυγές αερίων (GS) από ενεργούς κρατήρες (PM) προς την υδάτινη στήλη. Οι κυκλικές μορφές που ομοιάζουν με αναβαθμούς (Sl) στο χείλος του κρατήρα υποδηλώνουν πιθανή κατολίσθηση των τοιχωμάτων λόγω διαφυγής αερίων.

^{1.} Laboratory of Marine Geology and Physical Oceanography, Geology Department, University of Patras, 261 10, Rio, Patras, Greece. E-mail: ethagefo@upatras.gr.

GEOLOGICAL SETTING

The Gulf of Patras is an active tectonic trough with a W.NW - E.SE direction. The gulf is covered by Holocene sediments, which lie on Pleistocene depositions (Ferentinos *et al.*, 1985). The Holocene and Pleistocene sediments of the gulf are gas-charged (Ferentinos, 1992; Papatheodorou *et al.*, 1993; Hasiotis *et al.*, 1996). The subsurface gas is mostly methane, biogenic in origin. These hydrocarbons migrate towards the seabed surface through the Holocene/Pleistocene interface, which seems to be the area of gas hydrocarbon accumulations (Papatheodorou *et al.*, 1993). Gas hydrocarbons escape to the water column through faulty zones and/or pockmarks formed on the seafloor (Fig.1). Recently, Hasiotis *et al.* (1996) found a large active pockmark field in the eastern part of the gulf. Pockmarks varied in size and shape from 25 to 250m in diameter and from 0.5 to 15m in depth. This pockmark field was activated during the 14/7/1993 seismic event, releasing large amounts of gas in the water column.

METHODS

The bathymetric survey was carried out prior to coring, using a precision depths meter ODOM ECHOTRAC DF3200 MKII, equipped with a 200kHz/2.75° transducer. A Differential GPS, type TRIMBLE 4000 II RL-DL, with an accuracy of ± 1 m was used for positioning. Sediment cores were obtained with the use of a BENTHOS gravity corer. Thirteen (13) cores were collected from inside and outside the pockmarks (Fig.2). The top 2cm of each core was subsampled and considered as surficial sample. Laboratory analyses consisted of grain size (Folk, 1974), organic carbon determination according to Gaudette *et al.* (1974) and heavy metals were extracted by bulk sediment digestion with the attack of HCl, HNO₃ and HF, according to Thompson and Wood (1982). Digested samples were analysed for Ca, Fe, Co, Cu, Mn, Pb and Zn with the use of a Perkin Elmer 3110 AAS. The concentration for each metal was derived by the equation given for the calibration curve for each metal.



Figure 2. Map of the study area showing coring locations (dotted squares) in relation to pockmarks (stippled areas).

Εικ.2. Χάρτης της περιοχής υπό μελέτη που δείχνει τις θέσεις των πυρηνοληψιών (τετράγωνα με τελεία) σε σχέση με τους κρατήρες διαφυγής αερίων (γραμμοσκιασμένες περιοχές).

Factor Analysis (Davis, 1986), a multivariate statistical method, was applied to the grain size classes (<-1Z, (-1)-0Z, 0-1Z, ..., 9-10Z) and geochemical (Ca, C_{org} , Fe Co, Cu, Mn, Pb and Zn) data. It provides the possibility to determine the geographical distribution of the resulting factors. The geochemical – geological interpretation of the factors gives an insight into the main processes that may control the distribution of the variables. The aim of *R*-mode Factor Analysis is to represent a large number of variables in the original data set by a significantly smaller number of 'factors', each of which is a linear function of the original variables.

a. <u>Data matrix</u>: A 13 rows 16 columns matrix was created on a spreadsheet. Rows corresponded to the number of samples and columns to the elements concentrations and grain size classes (variables).



Figure 3. Detailed bathymetric map of the study area. Depths calculated from Mean Sea Level. Isobaths in metres. Major isobaths (thick lines) every 5m, minor (light lines) every 1m. Εικ.3. Λεπτομεφής βυθομετοικός χάφτης της υπό μελέτη περιοχής. Βάθη υπολογισμένα από τη Μέση Στάθμη Θάλασσας. Ισοβαθείς σε μέτοα. Κύριες ισοβαθείς (παχιές γραμμές) avá 5m, δευτερεύουσες ισοβαθείς (λεπτές γραμμές) avá 1m.

- b. Correlation matrix: The correlation coefficient (R) was used to measure the linear relationship between each pair of variables. A 16'16 correlation matrix was resulted.
- c. <u>Initial factor matrix</u>: The eigenvalues and corresponding eigenvectors of the correlation matrix were extracted. An initial factor matrix was computed using standard mathematical procedures. Eigenvalues account for the total variability variation explained by each factor. Each factor consists of as many coefficients (loadings) as the number of variables. The loadings represent the correlation between the factor and the original variables.
- d. Selection of the number of factors: In order to reduce the complexity of the original data, the selection of an optimal k number of factors, less than the p original variables (k < p), is required. There are no universally agreed upon criteria for the selection of the number of factors to be retained. There are many suggestions for selecting the optimum number of factors (amount of the cumulative variance, eigenvalues >1, scree plot) (Davis, 1986; Reyment and Joreskop, 1993), but the most straightforward solution is to retain as many factors as the ruling theory demands. The cut-off of the k significant factors in the present study was based on the cumulative percentage of variance, which was accounted for by the k factors. In this way, high communalities were achieved for each variable when k factors were retained.
- e. <u>Rotation of factor axes</u>: The simple factor matrix consists of simple factors that have a few high and many zero or near-zero loadings. Kaiser's Varimax orthogonal rotation method was applied to the initial unrotated factor loadings in order to achieve a simple structure (Kaiser, 1958).
- f. <u>Factor scores</u>: Factor scores determine the 'amount' of each factor in each sample. The factor scores matrix was computed by multiplying the factor loadings for the variables times the original values of the variables and then combined these products to obtain a score for each sample. This step is important for the mapping of the geographical distribution of each factor.

RESULTS

Bathymetry

A detailed bathymetric map of the study area (Fig.3) indicates several pockmarks on the seabed of the area. These pockmarks lie in the north-end part of the pockmark field discovered and surveyed by Hasiotis *et al.* (1996). The surrounding seafloor appears to be smooth with no particular morphological features.

Grain size

Table 1 shows the sediments contents in sand, silt and clay fractions, as well as their textural description according to Folk (1974). Generally, the sediments consist of fine materials. The spatial distribution of clay (Fig.4a) shows that it increases away from sample 14, which was taken inside a composite pockmark. Silt decreases away from sample 14 (Fig.4b) and sand exhibits a general shoreward-increasing gradient (Fig.4c). However, two local sand peaks appear at samples 22 and 24, which were taken inside pockmarks.

Table 1. Grain size fraction percentages and textural descriptions of the surficial samples analysed. Πίν.1. Ποσοστά κοκκομετρικών κλασμάτων και ιζηματολογικές περιγραφές των επιφανειακών δειγμάτων που

avanoonkav.									
Sample No.	Clay (%)	Silt (%)	Sand (%)	Textural description	Sample No.	Clay (%)	Silt (%)	Sand (%)	Textural description
1	40.7	56.6	2.7	Mud	14	7.8	90.4	1.9	Silt
4	43.1	53.1	3.9	Mud	17	28.7	63.9	7.5	Silt
7	30.5	50.0	19.6	Sandy Mud	18	39.4	56.3	4.3	Mud
8	42.9	54.0	3.1	Mud	22	34.5	48.1	17.4	Sandy Mud
11	45.0	54.2	0.8	Mud	24	22.3	62.1	15.7	Sandy Mud
12	39.8	59.5	0.7	Mud	26	39.6	59.4	1.0	Mud
13	40.6	55.7	3.7	Mud			1. ji		



Figure 4. Maps of the study area showing cores locations (as in Fig.2) and the spatial distributions of clay (a), silt (b) and sand (c) in the surficial sediments. Contours represent sediment fraction content in %. Stippled areas as in Fig.2.

Εικ.4. Χάρτες της υπό μελέτη περιοχής που δείχνουν τις θέσεις των πυρηνοληψιών (όπως Εικ.2) και τις επιφανειακές κατανομές της αργίλου (a), του πηλού (b) και της άμμου (c) στα επιφανειακά ιζήματα. Οι ισομεγέθεις καμπύλες αντιπροσωπεύουν τα ποσοστά των κλασμάτων σε %. Γραμμοσκιασμένες περιοχές όπως στην Εικ.2.

Geochemistry

The comparison of Table 1 and Table 2 shows that calcium occurs in higher concentrations where surficial sediments have higher silt content. Generally, there is a Ca-increasing gradient from the offshore to the near-shore surficial sediments. The spatial distribution of C_{org} (Fig.5) shows that it is detected in higher concentrations near-shore, particularly at the northern part of the studied area. Minimum C_{org} concentrations were found in the middle of the pockmark field. Numerous sewage pipes discharge untreated domestic wastes from the city of Patras along the coastline of the study area. The effect of Patras city sewage in the surficial sediments of the

study area is quite evident by the fact that maximum C_{org} concentrations occur at the north of the study area (i.e. closer to Patras city).

 Table 2. Concentrations of calcium (%), organic carbon (%) and heavy metals (Fe in %; Co, Cu, Mn, Pb and Zn in mgXkg⁻¹ (ppm)) analysed in the surficial sediments.

Comple	To (9)	C (9)	E. (9)		Cas (mmm)	Ma (man)	Dh (mm)	7- ()
Sampre	NO. Ca (8)	Corg (8)	re (8)	co (ppm)	Cu (ppm)	Min (ppm)	PD (ppm)	ZII (ppm)
1	5.6	1.1	2.8	35.4	60.7	743.8	98.5	152.1
4	7.8	0.7	4.1	34.4	55.9	832.6	92.8	107.3
7	5.2	1.2	2.5	31.9	53.8	589.5	74.8	78.8
8	4.6	0.9	1.8	34.5	47.4	641.2	84.6	85.5
11	8.5	0.9	5.0	52.9	65.5	966.0	82.6	108.8
12	11.3	1.1	4.9	54.1	65.0	883.2	90.4	131.3
13	10.1	1.2	3.9	44.5	64.5	883.2	100.1	105.3
14	11.3	1.1	3.5	50.4	57.5	750.6	90.7	101.4
17	11.6	1.3	3.4	66.3	81.4	798.6	105.3	128.3
18	8.7	0.8	2.3	30.5	53.0	692.5	54.9	75.9
22	9.0	1.0	3.1	48.4	57.3	804.0	70.9	79.4
24	7.0	0.7	2.6	37.0	48.9	742.0	66.6	71.7
26	6.0	0.9	2.6	32.6	43.7	844.2	64.5	86.2

Πίν.2. Συγχεντοώσεις ασβεστίου (%), οργανικού άνθρακα (%) και βαρέων μετάλλων (Fe σε %; Co, Cu, Mn, Pb και Zn σε mgXkg⁻¹ (ppm)) που αναλύθηκαν στα επιφανειακά ιζήματα.

Fe concentrations in surficial sediments exhibit a decreasing gradient towards the city of Patras, while maximum Fe concentrations are noted in samples taken inside pockmarks. Cobalt shows a general decreasing concentrations gradient offshorewards. Maximum Co concentrations occur rather locally around sample 17. Another local peak occurs around sample 11 to the west of the pockmark field. Cu in the surficial sediments appears to increase from offshore to nearshore, showing maximum concentrations locally around sample 17. Enhanced Cu concentrations also seem to occur around samples 11 and 22 at the west and south parts of the area respectively, disturbing thus an even shoreward-increasing Cu distribution. Manganese increases in a NE–SW direction. In a wider geographical view, Mn increases from the surficial sediments near the city of Patras (NE) to the south. Maximum Mn values seem to be locally concentrated, rather than distributed. Three areas of maximum Pb concentrations lie at the N, E and SW parts of the study area (samples 1, 17 and 13 respectively). Maximum Zn appears at the north and in nearshore sectors, showing a decreasing gradient to the south and offshore. In the pockmark field Zn distribution is random.



Figure 5. Map showing the C_{org} content (%) in the surficial samples. Stippled areas as in Fig.2. Εικ.5. Χάρτης που δείχνει τον περιεχόμενο C_{org} στα επιφανειακά ιζήματα (%). Γραμμοσκιασμένες περιοχές όπως στην Εικ.2.

Factor Analysis

A 5-factors model accounts for the 85.3% of the total variance of the original variables (Table 3). The first two factors combine both geochemistry and granulometry, while the third is a pure geochemical factor. The last two factors are purely granulometric, explaining interrelationships between the grain size classes. The high communalities achieved (Table 4) suggest that the model is statistically significant. The Varimax rotated loadings for each factor extracted are shown in Table 4. Table 5 presents the scores of the extracted factors.

 Table 3. Eigenvalues, individual and cumulative percentages of variance explained by each factor (R-mode) for the surficial samples.

Πίν.3. Ιδιοτιμές, επιμέφους και αθφοιστικό ποσοστό διακύμανσης που περιγράφεται από κάθε παράγοντα (Rmode) για τα επιφανειακά δείγματα.

Factor	Eigenvalue	Percentage of variance (%)	Cumulative percentage of variance (%)
1	5.89389	36.8	36.8
2	3.07562	19.2	56.1
3	1.98507	12.4	68.5
4	1.46978	9.2	77.7
5	1.21573	7.6	85.3
:	1	:	1
16	0.00000	0.0	100.0

 Table 4. Varimax rotated factor loadings and related communalities for the 5-factors model (R-mode) selected for the surficial samples. Factor loadings are unitless.

Πίν.4. Περιστφαμμένες (Varimax) παφαγοντικές φοφτίσεις και κοινές παφαγοντικές διακυμάνσεις του 5-μελούς παφαγοντικού μοντέλου (R-mode) που επιλέχθηκε για τα επιφανειακά δείγματα. Οι παφαγοντικές φοφτίσεις είναι καθαφοί αφιθμοί.

Variable	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Factor 4	Factor 5	Communalities
Ca	0.1164	0.3469	0.7856	-0.0989	0.3751	0.90150
Co	0.4129	0.3308	0.7510	-0.0329	0.0502	0.84750
Corg	0.6956	-0.2248	0.3718	-0.3373	-0.0629	0.79040
Cu	0.5251	0.2425	0.6779	-0.2651	-0.0697	0.86916
Fe	0.2405	0.8060	0.4210	-0.0720	0.0400	0.89158
Mn	0.1408	0.9572	0.1599	0.0504	0.0360	0.96543
Pb	0.8416	0.1586	0.2861	-0.1628	0.0343	0.84292
Zn	0.7553	0.3376	0.1103	-0.2650	0.0890	0.77473
< (-1)-3Ø	-0.1816	-0.5210	0.2775	-0.0221	-0.6822	0.84725
3-4Ø	-0.2294	-0.6638	0.2811	-0.4874	0.2880	0.89276
4-5Ø	0.8644	0.1922	0.1730	0.1306	0.1151	0.84437
5-6Ø	0.0282	0.0583	0.2548	0.0793	0.7826	0.68792
6-7Ø	-0.1248	0.2163	-0.2145	0.9149	0.0794	0.95169
7-8Ø	-0.2651	0.1842	-0.7618	0.0478	0.1788	0.71878
8-9Ø	-0.0246	0.4468	0.1835	0.1542	-0.7772	0.86164
9-1000	-0.2271	-0.1247	0.0433	0.9382	-0.0575	0.95247

Factor 1 accounts for the 36.8% of the total variance of the original variables (Table 3). High to moderate factor loadings were shown for Pb, Zn, C_{org} , Cu, Co and the 5-6Z grain size class (silt) (Table 4). This factor is a typical 'domestic sewage pollution' factor. Salomons and Forstner (1984) reported that these metals (among others) are indices of pollution in nearshore sediments. High positive factor scores were obtained for samples 1 and 17 (Table 5). The effect of Factor 1 in the surficial sediments in terms of geographic distribution is shown by the spatial distribution of the factor scores in Fig.6a. Generally, Factor 1 seems to have high scores in samples located in the SW and NE parts of the study area, the latter being closer to the city of Patras. Most of the surficial samples exhibiting high positive factor scores were collected outside pockmarks. The most striking observation in the spatial distribution of Factor 1 scores (Fig.6a) is the lack of C_{org} /metals association in the centre of the pockmark field. The pockmark field is dominated by negative factor scores, which occur for samples inside pockmarks, except for sample 18. The contribution of silt in the factor (Table 4) is justified by the fact that areas of moderate and/or high positive factor scores are dominated by enhanced contents in silt (Fig.6a).

 Table 5. Factor scores obtained for the 5-factors model (R-mode) applied for the surficial samples. Factor scores are unitless.

Sample	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Factor 4	Factor 5
1	1.3739	-0.2736	-0.9337	-0.4582	-0.3923
4	-0.1949	0.8677	-0.5085	-0.2554	-0.0602
7	0.2581	-1.7786	-0.1926	-0.3588	-1.2165
8	-0.0214	-1.0744	-1.0403	-0.3233	-0.0619
11	-0.3360	1.9127	0.3621	-0.1287	-0.4374
12	0.5569	1.1179	0.5648	-0.1807	0.3422
13	0.6488	0.5857	0.2543	-0.0826	-0.1284
14	0.2850	-0.5956	1.0967	0.2345	2.3116
17	1.4955	-0.5110	1.3844	-0.2037	0.0065
18	-2.2259	-0.6151	0.0280	-1.2352	1.0643
22	-1.1379	0.1648	0.9819	-0.5156	-1.7332
24	-0.7695	-0.4305	0.2580	3.0569	-0.3508
26	0.0672	0.6299	-2.2550	0.4508	0.6561

Πίν.5. Παραγοντικές τιμές που προέχυψαν για το 5-μελές παραγοντικό μοντέλο (R-mode) που εφαρμόστηκε στα επιφανειακά δείγματα. Οι παραγοντικές τιμές είναι καθαροί αριθμοί.

Factor 2 accounts for the 19.2% of the total variance of the original data (Table 3). High positive loadings were resulted for Mn and Fe, while a more moderate loading was observed for the 9-10Z grain size class (clay) (Table 4). This factor is interpreted as an Mn/Fe oxides factor. The capability of Mn- and Fe-oxides to scavenge other trace metals is well documented (Goldberg, 1954; Cronan, 1969; Calvert and Price, 1977), but no heavy metals seemed to relate with Mn and Fe in the factor. Comparing Factors 1 and 2 with respect to metals affiliation, there seems to be a competition between the organic matter and the Fe/Mn oxides. Organic matter appears to dominate over the Mn-/Fe-oxides with regard to metals adsorptive ability. Factor 2 has the greatest effects in samples 11 and 12, both of which come from inside pockmarks and show the highest positive factor scores (Table 5). The spatial distributions for Factors 1 and 2 (Fig.6a and 6b respectively) indicate that the aforementioned competition between C_{org} and Mn-/Fe-oxides, regarding metal bonding, may be more intense in the SW part of the study site. This particularly occurs in the surrounding area of samples 12 and 13, because both samples exhibited moderate to high positive factor scores for both factors.

Factor 3 explains the 12.1% of the total variance of the original variables (Table 3) and is a pure geochemical factor. The metals that contribute to the factor with high positive loadings are Ca, Co and Cu, while Fe exhibits a more moderate loading (Table 4). This third factor is interpreted as the carbonates fraction factor. The carbonates do not normally correlate well with heavy metals. The contribution of Fe in the factor may indicate that Fe is in lattice positions of the carbonate minerals and/or forms a coating around the carbonate grains under the Fe-oxide form, constituting an attraction pole for other metals as well, such as Co and Cu, as the factor demonstrated. Caroll (1958) reported that Fe is deposited in the form of oxide or hydroxide and coats fine clay particles. High positive factor scores (Figure 6c) occurred for samples 14, 17 and 22 (Table 5), indicate that the particular surficial sediments are dominated by the carbonate fraction. This was also observed in the concentrations of Ca in surficial sediments, demonstrating high Ca content locally around samples 14 and 17, as well as enhanced Ca in the surrounding area of sample 22.

Factors 4 and 5 account for the 9.2% and 7.6% of the total variance of the original variables respectively (Table 3). Both are pure granulometric factors. High positive loadings resulted for the <(-1)-3Z and 7-8Z grain size classes in the fourth factor (Table 4). The fourth factor has an effect only in sample 24, which was the only one with a very high positive factor score (Table 5). Factor 5 is a bipolar factor with two associations that are inversely related. The grain size class that contributes most to the positive pole is 6-7Z (coarse silt) (Table 4). Two grain size classes comprise the negative pole of the fifth factor and these are the 3-4Z (coarse sand) and 9-10Z (clay) (Table 4). The positive factor pole has an effect in samples 14 and 18, which exhibited the highest positive scores, whereas the negative pole seems to have effect in samples 7 and 22 (Table 5). The pure granulometric nature of these last two factors does not provide helpful information regarding the distribution of heavy metals in surficial sediments.



Figure 6. Spatial distributions of (a) Factor 1 scores, (b) Factor 2 scores and (c) Factor 3 scores in the surficial sediments. Contours represent factor scores, which are unitless. Stippled areas as in Fig.2.

Εικ.6. Επιφανειακές κατανομές των παραγοντικών τιμών (a) του Ιου Παράγοντα, (b) του 2ου Παράγοντα και (c) του 3ου Παράγοντα στα επιφανειακά δείγματα. Οι ισομεγέθεις καμπύλες αντιπροσωπεύουν παραγοντικές τιμές, οι οποίες είναι καθαροί αριθμοί. Γραμμοσκιασμένες περιοχές όπως στην Εικ.2.

CONCLUSIONS AND DISCUSSION

Sediment samples analysed in the present study were sampled in an active pockmark field lying in the eastern part of the Gulf of Patras. Samples were taken from both inside and outside pockmarks. According to Hasiotis *et al.* (1996), the pockmark field was activated during a major earthquake event on 14th July 1993. The Gulf of Patras is a seismically active area, periodically giving earthquakes of great magnitudes (Papadopoulos and Lefkopoulos, 1993). Similar gas seepage triggered by earthquakes has also been documented at Malibu Point, CA (Clifton *et al.*, 1971). Hasiotis *et al.* (1996) reported only one buried pockmark within the entire pockmark field during the time of their survey. This fact together with that the pockmarks are located in shallow waters, where sediment on the seafloor can be suspended and transported by the wave regime in the Gulf and therefore filling the pockmarks, suggest a long-term activity state of the field. Although there is evidence for the activity of the pockmark field as a whole, it cannot be pointed out which individual pockmarks are the active ones or which will be activated in the case of a triggering event in the future.

Grain size analyses showed that the surficial sediments in the study site consist of mud, sandy mud and silt. The coarser sediments seem to lie nearshore at the north end of the pockmark field. The distribution patterns of sand, silt and clay seem to be controlled by the presence of pockmarks that affects the general pattern of sediments distribution.

R-mode factor analysis applied for the surficial samples primarily discriminated the domestic sewage pollution factor, the Mn-/Fe-oxides phases in the surficial sediments and the carbonate sedimentation. Heavy metals in surficial sediments seem to have an affinity for the organic matter rather for the Mn-/Fe-oxides. Organic matter dominates over the Mn-/Fe-oxides in terms of metals adsorptive capability. Nevertheless, the strong association between C_{org} and heavy metals in surficial sediments does not seem to exist in the centre of the pockmark field under study. Oganic matter seems to control the distribution of heavy metals in surficial sediments, but no clear discriminations between 'inside' and 'outside pockmarks' samples can be implied. The combined study of the spatial distributions of the sand fraction, C_{org} and Factor 1 scores imply that pockmarks in the centre of the surveyed field may be active. The release of small but continuous amounts of gas re-suspends the fine sediments, which in turn are carried away by the current regime. Lastly, the carbonates seem to control sedimentation mainly in the nearshore surficial sediments.

In conclusion, the difference detected and interpreted between sediments inside and outside pockmarks in the Gulf of Patras lies in the ways heavy metals are linked with sediments fractions. The correlations made between sediments texture and geochemistry can be attributed to the pockmark field activity during gas release events. Although samples analysed were taken from both inside and outside pockmarks, in reality all samples locations are in the vicinity of the pockmark field. This means that samples analysed in the present study are all more or less affected by the activity of pockmarks. Therefore, it is possible that differences detected in their geochemistry – granulometry may be masked by the aforementioned fact.

REFERENCES

- CALVERT S.E. AND PRICE N.B. (1977). Geochemical variations in ferromanganese nodules and associated sediments from the Pacific Ocean. *Mar. Chem.*, **5**, pp. 43-74.
- CARROLL D. (1958). Role of clay minerals in the transportation of iron. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 14, p.1.
- CLIFTON H., GREENE H., MOORE G. AND PHILLIPS R. (1971). Methane seep off Malibu Point following San Fernando earthquake. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., **733**, pp. 112-112.
- CRONAN D.S. (1969). Inter-element associations in some pelagic deposits. Chem. Geol., 5, pp. 99-106.

DAVIS J.C. (1986). Statistics and data analysis in geology. 2nd edition, J. Wiley & Sons, New York, 656 pp.

- FERENTINOS G. (1992). Oceanographical studies in the Gulf of Patras. Int. Rep., Lab. Mar. Geol. Phys. Oceanogr., 102 pp.
- FERENTINOS G., BROOKS M. AND DOUTSOS T. (1985). Quaternary tectonics in the Gulf of Patras, western Greece. J. Struct. Geol., 7, pp. 713-717.
- FOLK R.L. (1974). Petrology of sedimentary rocks. Hemphill, Austin, Texas, 182pp.
- FORSTNER U. AND WITTMANN G.T.W. (1983). Metal pollution in the aquatic environment. 2nd edition, Springer – Verlag, Berlin, p. 475.
- GAUDETTE H., FLIGHT W., TONER L., AND FOLGER D. (1974). An inexpensive titration method for the determination of organic carbon in recent sediments. J. Sedim. Petrol., 44, pp. 249-253.

GOLDBERG E.D. (1954). Marine Geochemistry. Chemical scavengers of the sea. J. Geol., 62, p.249.

- HASIOTIS T., PAPATHEODOROU G. AND FERENTINOS G. (1996). A pockmark field in the Patras Gulf (Greece) and its activation during the 14/7/1993 seismic event. *Mar. Geol.*, **130**, pp. 333-344.
- KAISER H.F. (1958). The varimax criteria for analytical rotation in factor analysis. *Psychometrika*, **23**, pp. 187-200.
- PAPADOPOULOS G. AND LEFKOPOULOS G. (1993). Magnitude distance relations for liquefaction in soil from earthquakes. Bull. Seismol. Soc. Amer., 83, pp. 925-938.
- PAPATHEODOROU G., HASIOTIS T. AND FERENTINOS G. (1993). Gas charged sediments in the Aegean and Ionian Seas, Greece. *Mar. Geol.*, **112**, pp. 171-184.
- REYMENT R. AND JORESKOP K.G. (1993). Applied factor analysis in the natural sciences. Cambridge University Press, London, 371 pp.
- SALOMONS W. AND FORSTNER U. (1984). *Metals in the hydrocycle*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 349 pp.
- THOMPSON M. AND WOOD S. (1982). Atomic Absorption Spectrometry, Cantle E.J. (ed.), Elsevier, pp. 261-284.

IZHMATOAOFIA SEDIMENTOLOGY

ΟΡΙΣΜΕΝΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΟΥ ΝΕΟΥ ΤΑΜΙΕΥΤΗΡΑ ΤΗΣ ΠΛΑΤΑΝΟΒΡΥΣΗΣ ΠΟΥ ΕΠΗΡΕΑΖΟΥΝ ΤΟ ΠΟΤΑΜΙΟ ΣΥΣΤΗΜΑ ΤΟΥ ΝΕΣΤΟΥ* Κ. ΑΛΜΠΑΝΑΚΗΣ¹, Α. ΨΙΛΟΒΙΚΟΣ¹, Κ. ΒΟΥΒΑΛΙΔΗΣ¹

ΣΥΝΟΨΗ

Η τροφοδοσία σε νερό του νέου ταμιευτήρα της Πλατανόβρυσης από το ενδιάμεσο βάθος του ανάντη ταμιευτήρα του Θησαυρού στον ποταμό Νέστο, ευθύνεται για τη διαμόρφωση ιδιαίτερων λιμνολογικών χαρακτήφων σ΄αυτόν, που δεν συναντώνται σε φυσικές λίμνες, με κυριότερη την θερμοκρασιακή κατανομή. Στο ανάντη αβαθές τμήμα παρατηρείται μετατόπιση των εποχών με ψυχρότερη τη θερινή περίοδο (7°C) και θερμότερη τη φθινοπωρινή περίοδο (15°C). Στο κατάντη βαθύτερο τμήμα δημιουργείται επιλίμνιο με τη μορφή εγκλωβισμένης θερμής σφήνας ως αποτέλεσμα της έντονης ροής του ψυχρού υπολίμνιου προς την υπόγεια έξοδο του φράγματος και την κοίτη του Νέστου. Για την αποφυγή περιβαλλοντικών προβλημάτων από τη ροή του ψυχρού νερού στα κατάντη την θερμότερη εποχή του έτους είναι αναγκαία η κατασκευή του αναρυθμιστικού ταμιευτήρα του Τεμένους στα κατάντη.

ABSTRACT

The reservoir of Platanovrysi in the Nestos valley has a long and narrow shape, limited in area and volume, deep close to the dam wall (90 m) and very shallow at its uphill end (5m). It receives considerable volume of water from the upper large reservoir of Thesaurus all through the year, as well as limited volumes of water in seasonal flows from its drainage basin. Platanovrysi reservoir has distinct morphological and operational characteristics that make it different from natural lakes regarding temperature and dissolved oxygen distribution in the water column.

The epilimnion is limited at the area of the deeper part of the lake only. It forms an entrapped warm wedge, with the maximum depth close to the dam and a horizontal extension up to the beginning of the shallow part of the lake. This is due to both the inflows of large volumes of cold water from Thesaurus as well as the lack of a surface outflow from the dam of Platanovrysi.

The water temperatures of the surface water of the upper part of the lake as well as the temperatures of the hypolimnion are similar. The temperature is very low during the spring and the summer (6-7°C), becomes higher during autumn (14-15°C) and drops again during winter (9-10°C). This shifting of seasonal temperatures is purely due to the inflows of cold water from the hypolimnion of the reservoir of Thesaurus in spring and summer periods and from the base of epilimnion during autumn. The water is rich in oxygen during the spring and the summer while it becomes poor in oxygen during the autumn and the beginning of winter.

The operation of Platanovrysi Power Station allows the cold water from the hypolimnion of the lake to flow into the river Nestos channel and brings cold water during the warm period of the year downstream. This type of change of the water temperature may affect the natural processes of the river fauna and flora as well as the human processes in the plains of Nestos (irrigation). It is therefore necessary to construct and operate the last (lower) reservoir of Temenos in Nestos, to regulate the flow and warm the water of the river Nestos channel.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: ταμιευτήρας, Πλατανόβρυση, Θησαυρός, ποταμός Νέστος, λίμνη, θερμοκρασία διαλυμένο οξυγόνο, λιμνολογία.

KEY WORDS: reservoir, Platanovrysi, Thesaurus, river Nestos, lake, temperature, dissolved oxygen, limnology.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Τα φράγματα-ταμιευτήρες του Θησαυρού και της Πλατανόβρυσης κατασκευάστηκαν στην κοίτη του ποταμού Νέστου και λειτούργησαν ως έργα της ΔEH από το 1996-7 και 1999-2000 αντίστοιχα.

^{*} SOME CHARACTERISTICS OF THE NEW RESERVOIR OF PLATANOVRYSI THAT AFFECT THE RIVER NESTOS SYSTEM. 1. Τμήμα Γεωλογίας, Τομέας Γεωλογίας & Φυσικής Γεωγραφίας, Α.Π.Θ. 54006 ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ

Ο ταμιευτήρας του Θησαυρού συγκεντρώνει τα νερά της ανάντη Ελληνικής και Βουλγαρικής υδρολογικής λεκάνης του Νέστου, με έκταση 4263 Km². Ο ταμιευτήρας της Πλατανόβρυσης δέχεται κυρίως τα νερά που εξέρχονται από τον ΥΗΣ Θησαυρού κατά τη διάρκεια λειτουργίας του, καθώς επίσης και τα νερά της μικρής υδρολογικής του λεκάνης με έκταση 375.3 Km². Ο ταμιευτήρας αυτός έχει σχεδιαστεί να λειτουργεί ως ενδιάμεσος, μεταξύ του ανάντη κύριου ταμιευτήρα του Θησαυρού και του κατάντη αναρυθμιστικού ταμιευτήρα του Τεμένους ο οποίος δεν έχει ακόμη κατασκευαστεί.

Σήμερα ο ταμιευτήρας της Πλατανόβρυσης παίζει ένα σημαντικό ενεργειακό και περιβαλλοντικό ρόλο στο ημιτελές σύστημα του Νέστου. Κι 'αυτό γιατί δέχεται τις εκροές του ΥΗΣ Θησαυρού τις οποίες αποταμιεύει προσωρινά. Ένα μέρος του όγκου των εκροών επιστρέφεται στο Θησαυρό κατά τη διάρκεια περιόδων περιορισμένης ενεργειακής ζήτησης, για να χρησιμοποιηθεί και πάλι σε φάσεις αιχμών ζήτησης ενέργειας. Ένα άλλο μέρος του όγκου αυτού εκρέει στην κοίτη του Νέστου μέσω του ΥΗΣ Πλατανόβρυσης, όπου και παράγεται Υ/Η ενέργεια.

Το νερό του ταμιευτήρα της Πλατανόβρυσης από πλευράς θερμοκρασιακής κατάστασης και συμπεριφοράς, διαφέρει από το νερό των φυσικών λιμνών. Για το λόγο αυτό είναι απαραίτητη η έρευνα του φαινομένου αυτού, καθώς επίσης και οι πιθανές συνέπειές του στο κατάντη ποτάμιο σύστημα του Νέστου, μέχρι τις εκβολές.

2. ΤΟ ΣΥΣΤΗΜΑ ΘΗΣΑΥΡΟΥ – ΠΛΑΤΑΝΟΒΡΥΣΗΣ

Το ποτάμιο σύστημα του Νέστου αποτελείται από μια παλιά-ώριμη κοιλάδα, μέσα στην οποία ο ποταμός έχει εγκιβωτιστεί και έχει διανοίξει μια νέα βαθιά και απότομη κοιλάδα (Psilovikos A. & Vavliakis E., 1989). Στη νέα αυτή κοιλάδα σχεδιάστηκαν και κατασκευάστηκαν μέχρι σήμερα τα φράγματα του Θησαυρού (ανώτεgo) και της Πλατανόβρυσης (ενδιάμεσο), ενώ αναμένεται επίσης και η κατασκευή του φράγματος του Τεμένους (κατώτερο).

Το φράγμα του Θησαυρού θεμελιώθηκε σε υψόμετρο +220m στην κοίτη του Νέστου, έχει ύψος 175m και δημιούργησε ένα ταμιευτήρα-λίμνη με μήκος περίπου 32 Km και πλάτος 320-2700m. Η λίμνη αυτή για ανώτατη στάθμη +379m έχει έκταση 16 Km² και όγκο νερού 680x10⁶ m³. Το βάθος της λίμνης είναι 147m στη λεκάνη του φράγματος και μειώνεται προοδευτικά προς την περιοχή των Ποταμών, όπου ο Νέστος και ο Δοσπάτης εισρέουν στη λίμνη. Στη λεκάνη του φράγματος και σε υψόμετρο +310 ως +330 m βρίσκεται ο πύργος υδροληψίας μέσω του οποίου το νερό οδηγείται στον υπόγειο ΥΗΣ θησαυρού και εξέρχεται στη διώρυγα φυγής στην κοίτη του Νέστου κατάντη αυτού σε υψόμετρο 220m. Οι διακυμάνσεις της στάθμης της λίμνης θησαυρού είναι υψηλές κατά τη διάρχεια του έτους και φθάνουν μέχρι τα 24m.

Λόγω των μορφολογικών χαρακτήρων αλλά και του τρόπου λειτουργίας του έργου, η λίμνη του Θησαυρού αναπτύσσει ισχυρή στρωμάτωση κατά τη διάρκεια της Άνοιξης, του Θέρους και του Φθινοπώρου και ασθενή στρωμάτωση κατά τη διάρκεια της Άνοιξης, του Θέρους και του Φθινοπώρου και ασθενή στρωμάτωση κατά τη διάρκεια του Χειμώνα (Αλμπανάκης & Ψιλοβίκος, 1999). Οι θερμοκρασίες του επιλιμνίου ακολουθούν τις μεταβολές των ατμοσφαιρικών θερμοκρασιών και κυμαίνονται από 10° - 12°C το Χειμώνα μέχρι 25-28°C το Θέρος. Οι θερμοκρασίες του υπολιμνίου έχουν τις ελάχιστες τιμές τους 5°-7°C κατά τη διάρκεια της Άνοιξης και του Θέρους και τις μέγιστες τιμές τους 12°-15°C προς το τέλος του Θέρους και κατά τη διάρχεια του Φθινοπώρου. Στο βαθύτερο τμήμα της λίμνης έχει σχηματιστεί ένα σταθερά ψυχρό στρώμα νερού 5-6°C το οποίο παραμένει αμετάβλητο καθ' όλη τη διάρκεια του έτους.

Λόγω της αυξομείωσης του πάχους του επιλιμνίου στο Θησαυρό κατά τη διάρκεια του έτους παρατηρείται το φαινόμενο της τροφοδοσίας του ομώνυμου ΥΗΣ με ψυχρό νερό 6-7°C από το υπολίμνιο κατά το Θέρος, με θερμότερο νερό 14-15°C από τη βάση του επιλιμνίου κατά το Φθινοπώρο και με νερό 11°C κατά το Χειμώνα.

Το νερό αυτό από τη σήραγγα εξόδου του ΥΗΣ θησαυρού καταλήγει στο ανάντη τμήμα της Πλατανόβρυσης.

Το φράγμα της Πλατανόβρυσης θεμελιώθηκε σε υψόμετρο +135m στην κοίτη του Νέστου, έχει ύψος 95m και δημιούργησε ένα ταμιευτήρα-λίμνη με μήκος 10 Km και πλάτος 200-1000m περίπου. Για ανώτατη στάθμη +227.5m έχει έκταση 3.3 Km² περίπου και όγκο νερού 92.5x10⁶ m³. Το βάθος της λίμνης είναι περί τα 80 m στη λεκάνη του φράγματος και μειώνεται προοδευτικά προς τη θέση εισροής του νερού από τον YHS Θησαυρού. Στη λεκάνη του φράγματος βρίσκεται ο πύργος υδροληψίας σε υψόμετρο +186 ως +193 m μέσω του οποίου το νερό οδηγείται στον YHΣ Πλατανόβρυσης από όπου εκρέει στην διώρυγα φυγής σε υψόμετρο +146/157m και στη συνέχεια στην καθαυτή κοίτη του ποταμού Νέστου.

Οι διαχυμάνσεις της στάθμης της λίμνης είναι μιχρές χατά τη διάρχεια του έτους χαι δεν υπερβαίνουν τα 4m.

Η Πλατανόβουση τροφοδοτείται κυρίως από τις εκροές του ΥΗΣ Θησαυρού με μεγάλους όγκους νερού, οι οποίοι εισρέουν τη λίμνη από το ανάντη τμήμα της. Μικρής κλίμακας εποχιακές εισροές νερού γίνονται και από τη δική της υδρολογική λεκάνη μέσω του Διαβολορρέματος, το οποίο εκβάλλει στο κατάντη τμήμα της κοντά στη λεκάνη του φράγματος (Εικόνα 1).

3. ΤΡΟΠΟΣ ΛΕΙΤΟΥΡΓΙΑΣ ΤΩΝ ΕΡΓΩΝ

Τα έργα του Θησαυρού και της Πλατανόβρυσης είναι πολύ νέα και επομένως δεν είναι δυνατό να θεωρηθούν ότι βρίσκονται σε οριστική φάση λειτουργίας και διαχείρισης. Πολύ περισσότερο μάλιστα αφού δεν έχει ακόμα κατασκευαστεί και λειτουργήσει το τρίτο έργο δηλαδή το φράγμα-ταμιευτήρας του Τεμένους.

Από τα μέχρι σήμερα στοιχεία λειτουργίας τους και ιδιαίτερα αυτά της περιόδου 1999, οπότε άρχισε να λειτουργεί και το σύστημα άντλησης και επιστροφής νερού από τη Πλατανόβρυση προς το Θησαυρό, παρατηρούνται τα ακόλουθα:

Ο ταμιευτήρας-λίμνη της Πλατανόβουσης δέχθηκε εισροές νερού από τον ΥΗΣ Θησαυρού όγκων $612.2x10^6$ m³ κατά το α΄ εξάμηνο του 1999 και 776.4x10⁶ m³ κατά το β΄εξάμηνο του 1999. Από την Πλατανόβουση αντλήθηκαν και επέστρεψαν στο Θησαυρό όγκοι νερού 54.1x10⁶ m³ κατά το α΄εξάμηνο του 1999 (λειτούργησε Μάϊο και Ιούνιο 1999) και 219.9x10⁶ m³ κατά το β΄εξάμηνο του 1999 (κανονική λειτουργία).

Επομένως, μπορούμε να συμπεράνουμε ότι οι εκροές από τον ΥΗΣ Πλατανόβρυσης προς την κατάντη κοίτη του Νέστου για το 1999 ήταν περισσότερες από 1114.6x10⁶ m³ συμπεριλαμβάνοντας και τον όγκο εισροών του Διαβολορρέματος. Έτσι ο μέσος ρυθμός ανανέωσης του νερού είναι 30.3 ημέρες

Η ημερήσια λειτουργία των έργων εξαρτάται πάντοτε από τις ενεργειαχές απαιτήσεις του δικτύου της ΔΕΗ, αφού τα υδροηλεκτρικά έργα είναι έργα αιχμής και εξυπηρετούν αντίστοιχες ανάγκες. Είναι όμως σημαντικό να σημειωθεί ότι η περίοδος της εντατικής λειτουργίας των έργων είναι το Θέρος και το Φθινόπωρο, οπότε οι ανάγκες τόσο σε ενέργεια λόγω κλιματιστικών μηχανημάτων, όσο και σε αρδευτικό νερό λόγω καλλιεργειών, είναι οι μεγαλύτερες του έτους.

Από τα ανωτέρω προκύπτει ότι στην κοίτη του Νέστου κατάντη των φραγμάτων έχουν αυξηθεί σημαντικά οι παροχές του ποταμού σε σχέση προς τις φυσικές του παροχές κατά τη θερινή και τη φθινοπωρινή περίοδο.

4. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΕΡΕΥΝΑΣ

Για την έφευνα πεδίου χφησιμοποιήθηκε ταχύπλοο σκάφος της ΔΕΗ με το οποίο έγιναν μετρήσεις θερμοκρασίας, αγωγιμότητας, διαλυμένου οξυγόνου, με CDT Hydronaut 500 (έκδοση για γλυκά νερά). Ταυτόχρονα λήφθηκαν δείγματα νερού για χημικές αναλύσεις. Οι μετρήσεις της κατά βάθος κατανομής των παραμέτρων στους 4 σταθμούς PL-1 ως PL-4 (Εικόνα 1) έγιναν για τις τέσσερις εποχές του έτους 2000. Οι μετρήσεις υδρόθειου έγιναν επιτόπου με την μέθοδο που περιγράφεται σε Moustaka-Gouni et al (2000), αλλά σε όλες τις περιπτώσεις βρισκόταν κάτω από το όριο ανίχνευσης της μεθόδου. Πρέπει επίσης να σημειωθεί ότι είχε προηγηθεί λεπτομερής μελέτη του ανάντη ταμιευτήρα του Θησαυρού το νερό του οποίου εισέρχεται στην Πλατανόβρυση.

Από το σύνολο των παραμέτρων που μετρήθηκαν, εκείνες που παρουσιάζουν ιδιαίτερο ενδιαφέρον αφορούν στη θερμοκρασία και στο διαλυμένο στο νερό οξυγόνο. Η μεν θερμοκρασία καθορίζει την πυκνότητα και την στρωμάτωση του νερού το δε διαλυμένο οξυγόνο αποτελεί σημαντικό περιβαλλοντικό δείκτη, η έλλειψη του οποίου δίνει το έναυσμα για αναερόβιες διεργασίες και παραγωγή υδρόθειου όπως στον ανάντη ταμιευτήρα του Θησαυρού (Αλμπανάκης και Ψιλοβίκος 1999, Moustaka-Gouni et al 2000)

5. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Από το σύνολο των μετρήσεων της κατά βάθος κατανομής των παραμέτρων κατασκευάστηκαν οι ετήσιες καμπύλες μεταβολής θερμοκρασίας και του διαλυμένου οξυγόνου για τρία βάθη 0.8m, 25m και 55m στον σταθμό PL-1 και μία καμπύλη στον σταθμό PL-4. Τα διαγράμματα αυτά παρουσιάζονται στην Εικόνα 2 μαζί με τις τομές των ταμιευτήρων Θησαυρού και Πλατανόβουσης στις οποίες είναι επίσης σημειωμένα με διαγράμμιση τα στρώματα του νερού καθώς επίσης η ετήσια κατανομή της θερμοκρασίας για τα βάθη των 0m, 40m και 80m για την τεχνητή λίμνη του Θησαυρού από Αλμπανάκη & Ψιλοβίκο (1999).

Κατά τον Χειμώνα σχηματίζεται ισοθερμοχρασιακό στρώμα 11.5° C στο μεγαλύτερο τμήμα της λίμνης, εκτός από την βαθύτερη περιοχή που εμφανίζεται ένα ελαφρό θερμοκλινές με υπολίμνιο σε βάθη μεγαλύτερα των 50m και θερμοκρασία γύρω στους 9° C. Το διαλυμένο οξυγόνο την εποχή αυτή είναι περιορισμένο στο επιλίμνιο σε ολόκληρη την λίμνη με τιμές που κυμαίνονται γύρω στα 4.0 - 4.5 mg/l στα κατάντη και 3.0 mg/l στα ανάντη με εξαίρεση το βαθύ υπολίμνιο που η συγκέντρωση φθάνει τα 6.0 mg/l.

Την Άνοιξη αρχίζει η ανάπτυξη του θερμοχλινούς σε βάθη 8 - 12 m. Έτσι το επιλίμνιο έχει 7.0°C και το υπολίμνιο 5.0 - 5.5°C και το διαλυμένο οξυγόνο είναι άφθονο 10.0 - 12.0 mg/l σε ολόχληρη την λίμνη.

Το Θέρος (αρχές Ιουλίου) υπάρχει έντονο θερμοχλινές, με θερμοχρασίες επιλίμνιου στους 25°C και υπολίμνιου στους 6 - 9°C. Την εποχή αυτή το επιλίμνιο δεν αναπτύσσεται ισόπαχα αλλά έχει έντονο χαραχτήρα σφήνας με το μεγαλύτερο πάχος (3m) στο κατάντη τμήμα της λίμνης και αποσφηνώνεται προς τα ανάντη ως



Εικόνα 1. Σκαφίφημα του ταμιευτήρα της Πλατανόβουσης και των φεμάτων της λεκάνης αποφορής του με τις θέσεις των σταθμών μέτρησης PL1, PL2, PL3 & PL4.

Figure 1. Sketch map of the Platanovrysi reservoir and its drainage basin, with the sample stations PL1, PL2, PL3 & PL4.

τον σταθμό PL-3. Στον σταθμό PL-4, στην ανάντη αβαθή περιοχή η θερμοχρασία είναι 6.7°C σε ολόχληρο το στρώμα του νερού. Το διαλυμένο οξυγόνο είναι επαρχές σε ολόχληρη την λίμνη παρουσιάζοντας μια έξαρση στο μεταλίμνιο.

To Φθινόπωρο (τέλη Σεπτεμβρίου) η κατάσταση είναι παρόμοια με την θερινή σε ότι αφορά την ανάπτυξη του επιλίμνιου σε μορφή σφήνας, αλλά οι διαφορές της θερμοκρασίας του με το υπολίμνιο είναι μικρότερες γιατί έχουν ελαττωθεί οι απόλυτες τιμές στους 18° - 19°C. Το υπολίμνιο χωρίζεται σε δύο στρώματα. Ένα στρώμα από τα 7m ως τα 43m βάθος με θερμοκρασία 11° – 14° C και ένα βαθύτερο από τα 50m με θερμοκρασ σίες αμετάβλητες από την προηγούμενη περίοδο στα αντίστοιχα βάθη (6° -7°C). Ο σταθμός PL-4 έχει θερμοκρασίες πολύ χαμηλότερες για την εποχή (15°C σε όλο το βάθος). Οι τιμές αυτές είναι οι μέγιστες ετήσιες τιμές που έχουν καταγραφή στον σταθμό αυτό. Το διαλυμένο οξυγόνο είναι 9.0 mg/l στο επιλίμνιο 4.0 – 5.0 mg/l στο υπολίμιο και 2.0 – 0.5 mg/l στο βαθύτερο των 50 m στρώμα. Ο σταθμός PL-4 έχει ελαττωμένο οξυγόνο σε όλη την στήλη του νερού 5.0 – 6.0 mg/l.

6. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ – ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Η Πλατανόβουση αποτελεί τμήμα συμπλέγματος ταμιευτήρων στον ποταμό Νέστο με πλήρη ανθρωπογενή έλεγχο που έχει αποτέλεσμα την ανάπτυξη χαρακτήρων που δεν συναντώνται στις φυσικές λίμνες. Ο πιο καθοριστικός παράγοντας είναι ότι οι εισροές γίνονται από ένα ενδιάμεσο βάθος του ανάντη ταμιευτήρα του Θησαυρού και οι εκροές επίσης από ένα ενδιάμεσο βάθος από την Πλατανόβρυση.

Στο τέλος του Χειμώνα αρχές της Άνοιξης με την ανάμιξη του νερού και την διείσδυση ψυχρού νερού στον ταμιευτήρα του Θησαυρού, το νερό στο βάθος από όπου εξέρχεται είναι ψυχρό και καλά οξυγονωμένο. Το νερό αυτό εξαπλώνεται σε ολόκληρη την Πλατανόβρυση.

Το επιλίμνιο της Πλατανόβυσης (Εικόνα 2) ξεκινά κανονικά τον σχηματισμό του με την άνοδο των θερμοκρασιών την Άνοιξη και το Θέρος αλλά παίρνει την μορφή σφήνας με μέγιστο βάθος στο κατάντη τμήμα της λίμνης, δίπλα στο φράγμα και βαθμιαία αποσφήνωση προς τα ανάντη, ως την περιοχή που αρχίζει το αβαθές τμήμα της λίμνης. Αυτή η στρωμάτωση του ταμιευτήρα είναι χαρακτηριστική για εισροή ψυχρών νερών όταν ο χρόνος ανανέωσης του νερού του ταμιευτήρα είναι μεταξύ 10 και 100 ημερών (Hejzlar & Strskrava, 1989). Ανάντη από το σημείο αποσφήνωσης το νερό είναι ομογενές και τα χαρακτηριστικά του καθορίζονται από τα χαρακτηριστικά του εξερχόμενου νερού από τον Θησαυρό.

Έτσι δημιουργείται ένα παράδοξο φαινόμενο όπου επιφανειακό νερό στην διάρκεια της θερμότερης περιόδου του έτους (Θέρος) να έχει τις ψυχρότερες θερμοκρασίες (6.7°C). Αυτό συμβαίνει γιατί από τον Θησαυρό εξέρχεται το νερό του υπολίμνιου, γιατί το επιλίμνιο βρίσκεται στην φάση της ανάπτυξης και η θερμότητα δεν έχει διαδοθεί σε βάθος.

Το Φθινόπωρο, με την αρχή της ψύχρανσης του νερού, το επιλίμνιο του Θησαυρού επεκτείνεται σε βάθος και το νερό που εξέρχεται βρίσκεται πλέον στην βάση του επιλίμνιου με σχετικά υψηλότερες θερμοκρασίες από την προηγούμενη περίοδο (14-15°C). Το νερό αυτό εξαπλώνεται στην Πλατανόβρυση με την ίδια κατανομή όπως την θερμή περίοδο (κάτω από το σφηνοειδές υπολίμνιο).

Τον Χειμώνα, πριν γίνει ολοκληρωτική ψύξη του νερού στον Θησαυρό, εξακολουθεί να υπάρχει ένα στοιχειώδες επιλίμνιο με χαμηλή όμως θερμοκρασία γύρω στους 11°C και περιορισμένο οξυγόνο, γιατί δεν ολοκληρώθηκε η ανανέωση του νερού. Το νερό αυτό τροφοδοτεί ολόκληρη την Πλατανόβρυση η οποία παρουσιάζει επίσης χαμηλές τιμές οξυγόνου με εξαίρεση το βαθύτερο τμήμα της λίμνης, δίπλα στο φράγμα, όπου επικρατούν χαμηλότερες θερμοκρασίες και υψηλό ποσοστό διαλυμένου οξυγόνου που φανερώνουν είσοδο νερού από το Διαβολόρεμα.

Συνοπτικά δυο είναι τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά της Πλατανόβρυσης:

Το ένα είναι η δημιουργία επιλίμνιου με μορφή εγκλωβισμένης σφήνας με περιορισμένο πάχος, που είναι παγιδευμένο μεταξύ του φράγματος και της ανάντη αβαθούς περιοχής. Το επιλίμνιο σχηματίζεται κανονικά από την θέρμανση του νερού την θερμή περίοδο του έτους αλλά δεν μπορεί να πάρει μεγάλη ανάπτυξη σε βάθος γιατί υπάρχει συνεχής ροή του ψυχρού υπολίμνιου προς την υπόγεια έξοδο του φράγματος. Η παγίδευση συμβαίνει γιατί απουσιάζει η επιφανειακή απορροή από την τεχνητή λίμνη.

Η σφηνοειδής μορφή του επιλίμνιου είναι αποτέλεσμα του μιχρού όγχου της λίμνης σε σχέση με το διαχινούμενο σε καθημερινή βάση νερό, η ροή του οποίου εμποδίζει την δημιουργία συνθηκών στασιμότητας και αποτυπώνεται στις μετρήσεις σαν μια δυναμική κατάσταση.

Το δεύτερο ιδιαίτερο χαραχτηριστικό της Πλατανόβρυσης είναι η ουσιαστική μετατόπιση των εποχών στο ανάντη αβαθές τμήμα της με ψυχρότερη περίοδο το Καλοκαίρι με 7° C και θερμότερη το Φθινόπωρο με 15°C.

Η κατάσταση αυτή βαθμιαία ίσως επηρεάσει το μικροκλίμα της παραλίμνιας ζώνης και το βιόκοσμο που ζει σ' αυτή. Επίσης η έξοδος ψυχρού νερού την θερινή περίοδο από τον ταμιευτήρα της Πλατανόβρυσης και η Εικόνα 2. Θεομοκρασιακές στρωματώσεις στους ταμιευτήσες Πλατανόβρυσης και Θησαυρού και μηνιαίες μεταβολές αυτών κατά τη διάρκεια του 1999 – 2000. Figure 2. Temperature stratifications of the Platanovrysi and Thesaurus reservoirs and their monthly changes during year 1999 – 2000.



τροφοδοσία του Νέστου ενδέχεται να επηρεάσουν τις φυσικές και ανθρωπογενείς διεργασίες του κατάντη τμήματος του ποταμού στην δελταϊκή πεδιάδα. Η κατασκευή και λειτουργία του αναρυθμιστικού ταμιευτήρα του Τεμένους κατάντη της Πλατανόβρυσης αναμένεται να εξομαλύνει τα προβλήματα αυτά.

7.ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Οι συγγραφείς εκφράζουν τις θερμές τους ευχαριστίες προς τη Δημόσια Επιχείρηση Ηλεκτρισμού (Διεύθυνση Υδροηλεκτρικών Έργων) για τη χρηματοδότηση της έρευνας στους ταμιευτήρες Θησαυρού και Πλατανόβρυσης του Νέστου (Ερευνητικό Πρόγραμμα 07730 της Επιτροπής Ερευνών του ΑΠΘ). Επίσης ευχαριστούν τη διεύθυνση και το προσωπικό του ΚΕΨΕ Νέστου και ΥΗΣ Θησαυρού και Πλατανόβρυσης για τη συνεργασία τους και τη βοήθειά τους κατά τη διάρκεια της έρευνας.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ΑΛΜΠΑΝΑΚΗΣ Κ., ΨΙΛΟΒΙΚΟΣ Α., (1999): Φυσικογεωγραφικός και λιμνολογικός χαρακτήρας της νέας τεχνητής λίμνης Θησαυρού στον ποταμό Νέστο. Πρακτικά 5^{ου} Πανελλήνιου Συνεδρίου Ελληνικής Γεωγραφικής Εταιρείας. Αθήνα 11-13 Νοεμβρίου, σελ. 153-162.
- HEJZLAR J., & STRSKRAVA M. (1989): On the horizontal distribution of limnological variables in Rimov and other stratified Czechslovak reservoirs. Arch. Hydrobiol. 33,pp 41-55.
- MOUSTAKA-GOUNI M., ALBANAKIS K., MITRAKAS M. & PSILOVIKOS A. (2000): Planktic autotrophs and environmental conditions in the newly-formed hydroelectric Thesaurus reservoir, Greece. Arch. Hydrobiol. 149, 3, pp 507-526.
- PSILOVIKOS A., VAVILIAKIS E., (1989): Contribution to the evolution of the river Nestos vally in the Greek territory. Geographika Rhodopica, Sofia. Vol. 1:26-33.

ΦΑΣΕΙΣ ΕΞΩΤΕΡΙΚΗΣ ΚΛΙΤΥΟΣ ΤΩΝ ΗΩΚΑΙΝΙΚΩΝ ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΩΝ ΣΤΗΝ ΤΟΜΗ ΤΩΝ ΑΓΙΩΝ ΠΑΝΤΩΝ (ΖΑΚΥΝΘΟΣ, ΔΥΤΙΚΗ ΕΛΛΑΔΑ)* Μ. κατμ¹

ΣΥΝΟΨΗ

Η ανάλυση φάσεων των Ηωκαινικών ασβεστολίθων στην τομή των Αγίων Πάντων στην κεντοική Ζάκυνθο, τμήματος της ευούτεοης Ποοαπούλιας ανθοακικής ακολουθίας στην πεοιοχή, ανέδειξε τοεις τύπους μεγαφάσεων: α) διαβαθμωμένα στοώματα, στα οποία αναγνωρίστηκαν δύο κύριες υποφάσεις, των μεσο- εως λεπτοστοματωδών ασβεσταρενιτών-ασβεστολουτιτών και των παχυστρωματωδών ρουδιτικών ασβεσταρενιτών, συνιστάμενες κυρίως από επαναιζηματοποιημένες ρηχές ανθρακικές άμμους (κυρίως βιοκλαστών νουμμουλιτών και εχινοειδών)· με βάση το σύνολο των ιζηματοδομών τους ερμηνεύτηκαν ως αποθέσεις χαμηλής πυκνότητας τουρβιδιτών και υψηλής πυκνότητας τουρβιδιτών (ή αμμωδών ροών θραυσμάτων) αντίστοιχα, β) ασβεστολιθικά κροκαλοπαγή αποτελούμενα από λιθοκλάστες φάσεων μικρού βάθους και άφθονους πελαγικούς ενδοκλάστες που ερμηνεύτηκαν ως αποθέσεις ροών θραυσμάτων και γ) πτυχωμένα στρώματα πελαγικής-ημπελαγικής σύστασης που ερμηνεύτηκαν ως συνιζηματογενείς πτυχοειδείς μορφές (slumps). Επομένως, οι εξετασθέντες ασβεστολίθοι συνιστούν αποκλειστικά βαθιές επαναιζηματοποιημένες φάσεις που αποτέθηκαν κυρίως μέσω διεργασιών ροών ιζημάτων από βαρύτητα, μεταφέροντας σημαντικά ποσά ρηχού βιο- λιθοκλαστικού υλικού. Η κατανομή και η οργάνωση των φάσεων στην παρούσα συνάθροιση, με την επικράτηση ιδιαίτερα των "ατελών" τουρβιδιτικών σειρών, υποδεικνύουν ως χώρο τελικής απόθεσης των εξεταζόμενων Ηωκαινικών ασβεστολίθων ένα "χαμηλό" στα εξωτερικά τμήματα της κλιτύος που συνέδεε την Προαούλια πλατφόρμα με την Ιόνια λεκάνη.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Ζάκυνθος, Ηώκαινο, επαναϊζηματοποιημένοι ασβεστόλιθοι, φάσεις εξωτερικής κλιτύος, ανθρακικοί τουρβιδίτες, ροές θραυσμάτων, πτυχοειδείς δομές ολίσθησης.

KEY WORDS: Zakynthos, Eocene, resedimented limestones, outer-slope facies, carbonate turbidites, debris flows, slumps

ABSTRACT

The facies analysis of the Eocene limestones in the Aghioi Pantes section in central Zakynthos, part of the Preapulian carbonate sequence in the greater area, showed three megafacies types: a) graded beds, in which two main subtypes have been recognized, medium- to thin-bedded calcarenites-calcilutites and thick-bedded ruditic calcarenites, consisting mainly of redeposited shallow-water carbonate sands (mostly bioclasts of nummulites and echinoids); based on their sedimentary structures they have been interpreted as low density turbidite and high density turbidite (or sandy debris flows) deposits correspondingly, b) calcareous conglomerates consisting of shallow-water facies lithoclasts and abundant pelagic intraclasts all of which have been interpreted as debris flow deposits and c) folded strata of pelagic-hemipelagic composition that have been interpreted as slumps. Subsequently, the studied limestones constitute exclusively deep-water resedimented facies having been deposited mainly through sediment gravity flows, carrying significant amounts of shallow-water bio- lithoclastic material. The distribution and the organization of this facies association, with the dominance in particular of the base cut-out turbidites, suggest as depositional environment of the studied Eocene limestones a "low" in the outer slope connecting the Preapulian platform with the adjacent Ionian basin.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η αναγνώριση φάσεων "πλατφόρμας" στην Προαπούλια ζώνη (ή ζώνη Παξών) και φάσεων "λεκάνης" στην Ιόνια ζώνη αρχικά πραγματοποιήθηκε από τον Renz (1955) και έγινε αποδεκτή από τους Aubouin (1959, 1965), Aubouin & Dercourt (1962), Bernoulli & Laubscher (1972), Aubouin et al. (1976), αλλά ουσιαστικά και

^{*} TOE-OF-SLOPE FACIES OF THE EOCENE LIMESTONES IN AGHIOI PANTES SEQUENCE (ZAKYNTHOS ISLAND, WEST-ERN GREECE).

^{1.} University of Athens, Department of Geology, Panepistimiopolis, 15784 Athens, Greece.

από όλους τους νεότερους ερευνητές. Επιπλέον, η παλαιογεωγραφική σύνδεση της Προαπούλιας ζώνης με την Απούλια πλατφόρμα της Ιταλίας και η ερμηνεία της ως η ανατολική συνέχεια αυτής, με την έννοια μίας περιθωριακής κατωφέρειας προς την Ιόνια λεκάνη, σύμφωνα με τους ανωτέρω ερευνητές ή το "αυτόχθονο" ηπειρωτικό περιθώριο της Απούλιας μικροπλάκας στις Ελληνίδες από νεότερους ερευνητές (Mountrakis 1985, Papanikolaou 1986, Robertson et al. 1991, Dercourt et al. 1993), συντέλεσε στον γενικό χαρακτηρισμό και της Προαπούλιας ζώνης ως μία αβαθή ανθρακική πλατφόρμα που λειτούργησε σχεδόν αδιάκοπα από το Ιουρασικό μέχρι και το Ολιγόκαινο. Ωστόσο, πρόσφατες λιθοστρωματογραφικές και τεκτονικές μελέτες υποδεικνύουν ότι η παλαιογεωγραφική της εξέλιξη, ιδιαίτερα κατά το Ανώτερο Κρητιδικό και μέσα στο Παλαιογενές, παρουσιάζει αξιοσημείωτη πολυπλοκότητα και τελικά αποτελείται τουλάχιστον από δύο διαφορετικές τεκτονοιζηματογενείς ενότητες, με χαρακτήρες πλατφόρμας, με διαφορετική όμως πορεία ανάπτυξης και οι οποίες σήμερα βρίσκονται σε τεκτονική προσέγγιση (Accordi and Carbone 1992, Accordi et al. 1998).

Σκοπός της παρούσας εργασίας είναι να παρουσιάσει χαρακτηριστικές φάσεις κλιτύος της ανθρακικής Προαπούλιας ακολουθίας στη Ζάκυνθο και τελικά να συμβάλλει στη διερεύνηση της εξέλιξης και διαμόρφωσης των περιθωρίων της Προαπούλιας πλατφόρμας κατά τη διάρκεια του Ηωκαίνου.

2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΘΕΣΗ

Οι Ηωκαινικοί σχηματισμοί, όπως και όλες οι νεότερες στρωματογραφικές διαπλάσεις της Προαπούλιας ζώνης στη Ζάκυνθο, απαντώνται ολοκληρωτικά στις ανατολικές παρυφές της οροσειράς Βραχιώνα, ενός ασβεστολιθικού αντικλίνου με άξονα διεύθυνσης BBΔ και το οποίο καλύπτει την δυτική πλευρά του νησιού, σχεδόν στο μισό του. Οι εξεταζόμενοι σχηματισμοί εμφανίζονται σε ένα εγκαταλειμμένο λατομείο, 1,5 Km περίπου ΝΔ του χωριού των Αγίων Πάντων, στη κεντρική Ζάκυνθο (Εικ. 1). Πρόκειται για μία απομονωμένη εμφάνιση των Ηωκαινικών ασβεστολίθων, αφού στην συγκεκριμένη τομή είναι οι μοναδικοί σχηματισμοί που εμφανίζονται και οριοθετούνται πλευρικά με τις ρηχές φάσεις της Ανωκρητιδικής ακολουθίας μέσω ρηγμάτων γενικής διεύθυνσης Α-Δ. Οι υπό μελέτη ασβεστολιθοι συνίστανται κυρίως από καλά στρωμένους, λεπτοστρωματώδεις εως παχυστρωματώδεις βιοκλαστικούς ασβεσταρενίτες-ασβεστολουτίτες εως και ασβεστορουδίτες καθώς και από κάποιους ορίζοντες ασβεστολιθικών κροκαλοπαγών και πτυχωμένων ασβεστολυτιτικών στρωμάτων ενδιαστρωμένων στα προαναφερθέντα στρώματα (Εικ. 2).

Στοωματογραφικές μελέτες των διαφόρων σχηματισμών της Προαπούλιας ζώνης στη Ζάκυνθο έχουν πραγματοποιηθεί από διάφορους ερευνητές όπως, Horstmann (1967), Μίρκου (1974), Δερμιτζάκης (1978), Τριανταφύλλου (1996), ενώ λιθοφασικές και ιζηματολογικές μελέτες με έμφαση στην ανάπτυξη και εξέλιξη της Κρητιδικής πλατφόρμας κατά την διάρκεια του Παλαιογενούς έχουν γίνει από Accordi and Carbone (1992) και Κατή (1999).

3. ΑΝΑΛΥΣΗ ΦΑΣΕΩΝ

Η μελέτη των εξετασθέντων Ηωχαινικών ασβεστολίθων περιέλαβε αρχικά αποτίμηση των ιστολογικών χαραχτήρων και μαχροδομών τους, στη συνέχεια αναγνώριση και διαχωρισμό των κύριων φάσεων και υποφάσεων που τους συνιστούν και τελικά ανάλυση των μικροφάσεων τους. Ο διαχωρισμός των αποθετικών τους φάσεων έγινε κυρίως με βάση το μέγεθος των συστατικών τους και/ή κάποιων κύριων ιστολογικών χαραχτηριστικών τους, όπου αυτό κρίθηκε αναγκαίο. Η ερμηνεία των φάσεων στηρίχθηκε στην ταξινόμηση των Pickering et al. (1986), η οποία αποτελεί τροποποίηση της ταξινόμησης των Mutti and Ricci Lucchi (1972) για τις βαθιές κλαστικές αποθέσεις προσαρμοσμένη στα αντίστοιχα ανθρακικά ιζήματα. Για την ορυκτολογική μελέτη του ελάχιστου περιεχομένου μη-ανθρακικού κλάσματος αρχικά πραγματοποιήθηκε διάλυση ολικού δείγματος με ήπια επίδραση οξικού οξέος και ακολούθησε ακτινοσκοπική μελέτη του αδιάλυτου υπολείμματος εφαρμόζοντας τις κλασικές μεθόδους έρευνας για το κλάσμα <2μm. Οι αναλύσεις έγιναν σε περιθλασίμετρο Philips PW 1050 και ακτινοβολία kaCo στα εργαστήρια του Geus στην Κοπεγχάγη.

Συνολικά, στην τομή των Αγίων Πάντων αναγνωρίστηκαν τρεις κύριες κατηγορίες (μεγα)φάσεων, οι εξής: α)διαβαθμισμένα στρώματα, β)κροκαλοπαγή και γ)πτυχωμένα ασβεστολουτιτικά στρώματα.

α) Διαβαθμισμένα στοώματα

Περιγραφή : Αποτελούν την πιο διαδεδομένη φάση στην εξεταζόμενη ακολουθία με φαινόμενο μέγιστο πάχος περίπου 40 m. Πρόκειται για πολύ καλά στρωμένους και διαβαθμισμένους ασβεσταρενίτεςασβεστολουτίτες, καστανού έως γκριζοκάστανου χρώματος σε εναλλαγές με λευκούς, χαλαρούς έως εύθρυπτους και λεπτοστρωματώδεις ορίζοντες ασβεστολουτιτών μαργαϊκής υφής. Τα πάχη των στρωμάτων κυμαίνονται από 5-50 cm, με επικρατέστερα τα μεγέθη των 15-25 cm, ενώ το πάχος των μαργαϊκής υφής ορίζόντων κυμαίνεται



Εικ. Ι. Γεωγραφική θέση και απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής μελέτης, από ΙΓΜΕ (1980) και Accordi and Carbone (1992) (a.Κρητιδικό, b.Ηώκαινο, c.Ολιγόκαινο, d.Μειόκαινο, e.Πλειο-Τεταρτογενές).

Fig. 1. Simplified geological map and the localities of the studied area, after IGME (1980) and Accordi and Carbone (1992) (a.Cretaceous, b.Eocene, c.Oligocene, d.Miocene, e.Plio-Quaternary).



Εικ. 2. Αποψη του λατομείου των Αγίων Πάντων: α.διαβαθμισμένα στρώματα, b.ασβεστολιθικά κροκαλοπαγή, c.πτυχωμένα στρώματα ολίσθησης.

Fig. 2. View of Aghioi Pantes quarry: a.graded beds, b.calcareous conglomerates, c.folded strata (slumps).

από λίγα mm έως και 10 cm (συνήθως 2-5 cm). Οι ανώτερες και κατώτερες επιφάνειες των στρωμάτων είναι γενικά επίπεδες και παράλληλες. Η γενική τους κλίση είναι 300 BA (Εικ. 2, 3a). Ανάλυση με ακτίνες-Χ στο αδιάλυτο υπόλειμμα επιλεγμένων δειγμάτων από τους μαργαϊκής υφής ορίζοντες έδειξε συγκέντρωση πολύ μικρών ποσοστών κλαστικού υλικού συνιστάμενο από α-χαλαζία, καολινίτη και σμηκτίτη (0,18% στη συνολική σύσταση). Η μικροσκοπική μελέτη από τα κατώτερα προς τα ανώτερα τμήματα των στρωμάτων έδωσε τις ακόλουθες κύριες κατηγορίες μικροφάσεων:

- <u>Διαβαθμισμένα grainstone-packstone</u> με άφθονα νηριτικά στοιχεία όπως εχινοειδή, ελασματοβράγχια, φύκη, οστρακώδη και βενθονικά τρημματοφόρα, κυρίως Miliolidae, αλλά και λίγα πελαγικά τρημματοφόρα, όπως Globigerina και Globigerinatheka.
- <u>Λαμινώδη packstone και wackestone</u> σε εναλλαγές, πάχους λίγων mm, (συνήθως 2-3 mm) και σύσταση όμοια με αυτή των υποκείμενων grainstone-packstone αλλά με περισσότερα πελαγικά τρημματοφόρα, όπως Globigerina, Cerroazulensis pomeroli, Globigerinathenka και Truncorotaloides topilensis.
- 3. <u>Mudstone-wackestone</u> με άφθονα πελαγικά τοημματοφόρα (Globigerina, Globigerinathenka, Truncorotaloides topilensis) και έντονους χαρακτήρες βιοαναμόχλευσης, όπως υποδεικνύεται και από την παρουσία burrows συνήθως πληρωμένα με πιο χονδρόκοκκο βιοκλαστικό υλικό όμοιο με αυτό των υποκείμενων packstone.

Μέσα στα προαναφερθέντα στρώματα και ιδιαίτερα στα χαμηλότερα τμήματα του λατομείου, έντονη είναι η παρουσία χάποιων πολύ πιο χονδρόχοχχων οριζόντων, επίσης διαβαθμισμένων, οι οποίοι συνιστούν μία δεύτερη χύρια υποφάση, αυτή των ρουδιτιχών ασβεσταρενιτών (Ειχ. 2, 3a). Πρόχειται για διάσπαρτους, παχυστρωματώδεις έως άστρωτους ορίζοντες, σχήματος τραπεζίου (πάγκου) και πάχους 60 cm έως 1,5 m. Συχνά παρατηρείται και μία επιπλέον διαφοροποίηση του ίδιου του πάγκου σε λεπτότερα στρώματα. Οι κατώτερες και ανώτερες επιφάνειες τους είναι απότομες και γενικά επίπεδες και παράλληλες μεταξύ τους. Το κύριο ιστολογικό χαρακτηριστικό της υποφάσης αυτής αποτελεί η περιοδική και πολύ υψηλή συγκέντρωση του βιοκλαστικού κλάσματος, μεγέθους γενικά πολύ μεγαλύτερου από 2 mm. Ειδικότερα, από τα κατώτερα προς τα ανώτερα τμήματα ενός τέτοιου πάγκου, αρχικά παρατηρείται ένας χονδρόκοκκος ρουδιτικός ασβεσταρενίτης, πάχους 20 - 30 cm, με άφθονους Nummulites και θραύσματα εχινοειδών, μεγέθους 0,5-1,5 cm. Χαρακτηριστικός είναι ο προτιμητέος προσανατολισμός των σχελετιχών αυτών στοιχείων, παράλληλα ή σε πολύ μιχρή γωνία με τη γενική στρώση, καθώς και η διαβάθμιση του μεγέθους τους, γενικά κανονικού τύπου αν και συχνά ξεκινούν με διαβάθμιση ανάστροφου τύπου. Στη συνέχεια, οι χονδρόκοκκοι αυτοί ορίζοντες περνούν σε λεπτόκοκκους ασβεσταρενίτες-ασβεστολουτίτες, πάχους 5-10 cm με λίγα και λεπτά σκελετικά θραύσματα, συνήθως μη αναγνωρίσιμα στη μαχροσκοπική κλίμακα. Η εναλλαγή των δύο αυτών φάσεων επαναλαμβάνεται με τον ίδιο τρόπο σε όλη την έκταση του πάγκου. Η ανάλυση μικροφάσεων έδωσε τους εξής κύριους τύπους: 1. <u>Rudstone</u> με Nummulites, 2. Grainstone-packstone με πελλοειδή και 3. Πελαγικά Wackestone-mudstone.

Η προσδιοριζόμενη ηλικία για όλα τα διαβαθμισμένα στρώματα, κυρίως μέσω της μελέτης των πελαγικών τρημματοφόρων, είναι το Μέσο Ηώκαινο και ειδικότερα το ανώτερο τμήμα του Μέσου Ηωκαίνου (Ανώτ. Λουτήσιο - Μπαρτόνιο;).

Ερμηνεία: Τα διαβαθμισμένα στρώματα, συνολικά, ερμηνεύονται ως τουρβιδίτες, αφού διαθέτουν χαραχτήρες ανάλογους με αυτούς των αποθέσεων από τουρβιδιτικά ρεύματα (Bouma 1962, Walker 1965, Middleton and Hampton 1973, Nardin et al. 1979, Lowe 1979, 1982). Ωστόσο, η λεπτομερής μελέτη των δύο υποφάσεων έδειξε ότι η καθεμία από αυτές διαθέτει ένα σύνολο ιστολογικών χαρακτήρων και δομών ικανών να υποδείξουν σχετικά "διαφορετικούς" μηχανισμούς απόθεσης για την κάθε μία. Συγκεκριμένα, οι ασβεσταρενίτες-ασβεστολουτίτες συνιστούν τουρβιδίτες χαμηλής πυκνότητας (low density turbidites) αφού διαθέτουν: 1)μεγέθη κόκκων ιλύος (πηλού) έως και μέσης άμμου, γενικά < 500 μm, 2)πάχη στοωμάτων 15-25 cm, 3) κανονικό τύπο διαβάθμισης του μεγέθους των κόκκων, 4) μικρό έως μέτριο βαθμό ταξινόμησης και 5)ανάπτυξη παράλληλων λαμινών. Οι διάφοροι χαρακτήρες τους επαναλαμβάνονται με την ίδια σειρά και σε συγκεκριμένα διαστήματα (ορίζοντες) τα οποία μπορούν να αποδοθούν στα αντίστοιχα της τυπικής τουρβιδιτικής αχολουθίας Bouma, συνιστώντας ειδιχότερα τύπους: Tabe, Tade, Tbe και Tde. Επιπλέον, θα πρέπει να σημειωθεί ότι, στο σύνολο της Ηωκαινικής αυτής υποφάσης επικρατούν οι πιο λεπτόκοκκοι από τους παραπάνω τύπους (Tbe και Tde) δηλαδή "τουρβιδίτες χωρίς βάσεις" ή "ατελείς τουρβιδίτες" (Crevello and Schlager 1980, Mullins et al. 1984, Mullins and Cook 1986, Eberli 1987). Συνολικά, οι εξεταζόμενοι τουρβιδίτες αντιστοιχούν στις φάσεις C2 έως και D2 της ταξινόμησης των Pickering et al., (1986), που αναφέρονται σε καλά οργανωμένες άμμους και ιλύες και συναντώνται στα εξωτερικά τμήματα των κλιτύων και προς την λεκάνη.

Όσον αφορά τους ρουδιτικούς ασβεσταρενίτες ερμηνεύονται ως τουρβιδίτες υψηλής πυκνότητας (high density turbidites) γιατί διαθέτουν: 1)κόκκους με μεγέθη χονδρής άμμου έως και λεπτού χαλικιού, 2)ανάστροφο έως κανονικό τύπο διαβάθμισης του μεγέθους των συστατικών, 3)εξαιρετικά μικρό βαθμό ταξινόμησης,

4)επαναλαμβανόμενα τμήματα υψηλής πυχνότητας των μεγαλύτερων συστατιχών, πάχους έως 40 cm συνήθως, 5)σαφείς και συχνά διαβρωσιγενείς κατώτερες επιφάνειες και 6)εμφανίζονται πάντοτε στη βάση των χαμηλής πυχνότητας τουρβιδιτιχών στρωμάτων (Lowe 1982, Stow 1986, 1994). Ειδιχότερα, τα χατώτερα τμήματα τους με την υψηλή συγκέντοωση των επανεπεξεργασμένων νηριτικών θραυσμάτων δείχνουν να αντιστοιχούν διαδοχικά στους ορίζοντες S2 και S3 της ακολουθίας των υψηλής πυκνότητας τουρβιδιτών, η οποία αποτελεί επέκταση της ακολουθίας Bouma για πολύ πιο χονδρόκοκκο μεταφερόμενο ίζημα (Lowe, 1982, Stow, 1994). Εδώ πρέπει να αναφερθεί ότι, μέχρι και σήμερα, ο όρος "υψηλής πυκνότητας τουρβιδιτικά ρεύματα" θεωρείται αρχετά ασαφής και τείνει να αντικατασταθεί πλήρως από τον όρο "αμμώδεις ροές θραυσμάτων" (sandy debris flows) ο οποίος περιλαμβάνει όλο το φάσμα των διεργασιών απόθεσης των ροών θραυσμάτων, από τις συνεκτικές ιλυώδεις ροές θραυσμάτων (muddy debris flows) έως τις μη-συνεκτικές ροές κόκκων (grain flows) (Shanmugam 1996,1997,2000). Οι εξεταζόμενοι ρουδιτικοί ασβεσταρενίτες διαθέτουν πολλούς από τους απαιτούμενους ιστολογικούς χαρακτήρες της νέας αυτής ταξινόμησης όπως: 1)στρώματα που πλευρικά διακόπτονται απότομα (πάγκοι), 2)υψηλή συγκέντρωση μεταφερόμενων χονδρόκοκκων θραυσμάτων, 3)χαμηλό ποσοστό κύριας μάζας (ιστοί χυρίως rudstone-gtainstone), 4)προσανατολισμένα και στρωματοποιημένα τα περισσότερα συστατιχά τους και 5)διαστήματα με ανάστροφο τύπο διαβάθμισης (ορίζοντες S2), με αποτέλεσμα να θεωρούμε ότι ο όρος "αμμώδεις ροές θραυσμάτων" τους αντιπροσωπεύει ικανοποιητικά. Κατατάσσονται δε στην γενική κατηγορία A.2 (και πιθανότατα στην A.2.4) της ταξινόμησης των Pickering et al. (1986) που αναφέρεται σε διαβαθμισμένες και στρωσιγενείς χονδρόκοκκες αποθέσεις βαθιάς θάλασσας.

β) Κοοκαλοπαγή

Πε<u>ριγραφή</u>: Τα κροκαλοπαγή βρίσκονται ενδιαστρωμένα στη μεγαφάση των διαβαθμισμένων στρωμάτων, στο κέντρο περίπου του λατομείου, σχηματίζοντας έναν σχεδόν συνεχή ορίζοντα γεωμετρίας φακού, μέγιστου πάχους 2,1 m και μήκους 10 -15 m και σε γωνιώδη ασυμφωνία με τα υποκείμενα διαβαθμισμένα στρώματα (Eικ. 2). Τα χρώματά τους είναι καστανόλευκα έως γκριζοκάστανα. Τα τεμάχια τους (κροκάλες) παρουσιάζονται μέτρια ως πολύ καλά στρογγυλεμένα και με συνήθη μεγέθη χαλικιού ή και μεγαλύτερα (σπάνια έως 50-60 cm). Πρωτογενείς αποθετικές δομές (π.χ. στρώση κ.ά.) γενικά δεν παρατηρούνται με εξαίρεση μία σχετική διαβάθμιση των κροκαλών κυρίως στις άκρες του ορίζοντα (Εικ. 3b). Οι κροκάλες αποτελούνται γενικά από σκελετικούς ασβεσταρενίτες και λεπτόκοκκους ασβεστολουτίτες. Η κύρια μάζα που διατηρείται κατέχει πολύ χαμηλό ποσοστό και αποτελείται από μαργαϊκής υφής ανθρακική ιλύ. Ανάλυση με ακτίνες-Χ στο αδιάλυτο υπόλειμμα αυτής, έδειξε ένα κλαστικό υλικό συνολικού ποσοστού περίπου 0,66% συνιστάμενο από ιλλίτη, σμηκτίτη, καολινίτη, βερμικουλίτη και α-χαλαζία. Η ανάλυση μικροφάσεων σε όσο το δυνατό αντιπροσωπευτικά δείγματα κροκαλών έδωσε τους ακόλουθους κύριους τύπους μικροφάσεων:

- <u>Mudstone-wackestone</u> με πελαγικά τοημματοφόρα όπως Globigerina, Globigerinatheka, Cerroazulensiscerroazulensis, Truncorotaloides, και Orbulinoides becmani (Μ.Ηώκαινο - ανώτερο τμήμα του Μέσου Ηωκαίνου), συνήθως έντονα βιοαναμοχλευμένα.
- 2. Wackestone-packstone με πελαγικά τρημματοφόρα αλλά και νηριτικά θραύσματα.
- <u>Packstone-grainstone</u> με άφθονα νηριτικά στοιχεία, όπως Nummulites, Discocyclina, Alveolina, μαλάκια, γαστερόποδα, φύκη και εχινοειδή αλλά και αρκετά πελλοειδή καθώς και πελαγικούς ενδοκλάστες.

Εομηνεία: Τα εξεταζόμενα ασβεστολιθικά κροκαλοπαγή ερμηνεύονται ως αποθέσεις ροών θραυσμάτων (debris flows) (Lowe 1976, 1982), οι οποίες συνιστούν μία από τις κυριότερες διεργασίες επαναϊζηματοποίησης στα περιβάλλοντα των κλιτύων (Mullins and Cook 1986, Stow 1986, 1994). Κύρια κριτήρια για την ερμηνεία τους αποτέλεσαν: 1)η ανάπτυξη τους με μορφή φακού, 2)η πτωχή ταξινόμηση, 3)η έλλειψη γενικά πρωτογενών εσωτερικών δομών, 4)τα απότομα και σαφή όρια τους, με την κατώτερη επιφάνεια τους διαβρωσιγενή και 5)η μεγάλη ποικιλία φάσεων των συστατικών τους, από αβαθείς νηριτικές έως βαθιές πελαγικές. Κατατάσσονται δε, στην τάξη Α.1.1 των μη-οργανωμένων και αυτοσυγκρατούμενων ρουδιτικών αποθέσεων της ταξινόμησης των Pickering et al. (1986) που συναντώνται στα πιο απομακρυσμένα τμήματα των κλιτύων, κοντά στη λεκάνη (Enos and Moore, 1983, Mullins et al. 1984, Mullins and Cook 1986).

Βέβαια, οι φοές θφαυσμάτων ή συνεκτικές φοές θφαυσμάτων, όπως επίσης συχνά αποκαλούνται (Lowe 1982, Stow 1994), πεφιέχουν μεγάλο ποσοστό κύφιας μάζας και γενικά δείχνουν μη-αυτοστηφιζόμενους ιστούς, αντίθετα δηλαδή με τα υπό μελέτη κφοκαλοπαγή που παφουσιάζονται γενικά αυτοσυγκφατούμενα. Ωστόσο, η απουσία σημαντικού ποσοστού κύφιας μάζας δεν αποκλείει την εφμηνεία τους ως αποθέσεις φοών θφαυσμάτων, αφού έχει παφατηφηθεί ότι ακόμη και ένα ποσοστό κύφιας μάζας <5% του συνολικού όγκου της φοής είναι ικανό να πφοσδώσει σημαντική ανωστική δύναμη στους διάφοφους κλάστες και να τους μεταφέφει σε πολύ μεγάλες αποστάσεις. Επιπλέον, η διατήφηση του λεπτομεφούς υλικού στην τελική μοφφή μίας τέτοιας φοής εξαφτάται από πολλούς παφάγοντες όπως, έκπλυση του ιζήματος από τη δράση των κυμάτων του πυθμένα κατά

μήπος του οποίου μεταφέρεται, αφυδάτωση του ιζήματος πατά τη λιθοποίηση του, μεταποθετιπή συμπίεση παι ιδιαίτερα διάλυση από πίεση (Enos 1977, Enos and Sawatsky 1981, Enos and Moore 1983, Shinn and Robbin 1983, Melim and Scholle 1995).

γ) Πτυχωμένα ασβεστολουτιτικά στρώματα

Περιγραφή: Η τρίτη μεγαφάση της υπό μελέτη αχολουθίας εμφανίζεται μεταξύ των διαβαθμισμένων ασβεσταρενιτών-ασβεστολουτιτών και των κροκαλοπαγών και αφορά έναν μικρό αριθμό πτυχωμένων στρωμάτων (κατακεκλιμένες πτυχές) τοποθετημένων ασύμφωνα πάνω στα υποκείμενα διαβαθμισμένα στρώματα (Εικ. 2). Δυστυχώς η προσέγγιση τους για λεπτομερή μελέτη δεν είναι εύκολη λόγω του ύψους στο οποίο βρίσκονται. Ωστόσο είναι σαφές ότι πρόκειται για ασβεστολουτιτικά στρώματα που συνιστούν πελαγικέςημπελαγικές αποθέσεις, οι οποίες έχουν μελετηθεί εκτενώς σε άλλες εμφανίσεις των Ηωκαινικών σχηματισμών στη Ζάκυνθο (Kati, 1999). Έχουν δε μία σαφή κοίλη προς τα πάνω κατώτερη επιφάνεια και μία σχετικά επίπεδη και ελαφρώς διαβρωσιγενή ανώτερη επιφάνεια. Το μήκος τους είναι περίπου 5m με μία διόγκωση περίπου 2,5 m στο κορυφαίο της πτυχής.

Εομηνεία: Τα εξετασθέντα στρώματα ερμηνεύονται ως συνιζηματογενείς πτυχοειδείς μορφές (slumps) και συνιστούν δηλαδή μάζες προϋπαρχόντων ιζημάτων που έχουν μετακινηθεί πλευρικά πάνω στο θαλάσσιο πυθμένα, μέσω ολίσθησης και περιστροφής, διατηρώντας την συνοχή τους. Η μεγάλη εσωτερική τους παραμόρφωση, αναγκαίο κριτήριο για την ερμηνεία τους, έχει συνιζηματογενή χαρακτήρα και δεν αποτελεί προϊόν τεκτονικής παραμόρφωσης λόγω: α) της διαφορετικής τους σύστασης από τα περιβάλλοντα στρώματα, β) της παρουσίας απαραμόρφωτων στρωμάτων πάνω και κάτω από αυτά, γ) του διαβρωσιγενούς χαρακτήρα της ανώτερης επιφάνειας τους και δ) της σχετικά οριζόντιας κατώτερης επιφάνειας των διαβαθμισμένων στρωμάτων όπου και όταν αυτά αποτελούν τα αμέσως υπερκείμενα στρώματα. Ιζηματογενείς αποθέσεις με τέτοιους χαρακτήρες παραμόρφωσης μπορεί να δημιουργηθούν σε οποιοδήποτε βάθος της κλιτύος αλλά ο σχηματισμός τους ευνοείται ιδιαίτερα σε κλιτύες με απότομα περιθώρια, ταχεία απόθεση, λεπτόκοκα ζήμα και απουσία σημαντικής λιθοποίησης. Οι δύο πρώτες συνθήκες επικρατούν κυρίως στην ανώτερα τμήματα ενώ οι δύο τελευταίες στα κατώτερα τμήματα των κλιτύων (Schlager and Chermak 1979, Enos and Moore 1983, Mullins et al. 1984, Mullins and Cook, 1986). Κατατάσσονται δε, στην τάξη F2.1 της ταξινόμησης των βαθιών θαλάσσιων περιβαλλόντων.

4. ΣΥΣΧΕΤΙΣΜΟΣ ΦΑΣΕΩΝ

Αν και γενικότερα η κατανομή των Ηωκαινικών φάσεων στο χώρο παρουσιάζει μεγάλη διασπορά(Κατή, 1999), λόγω κυρίως της διάβρωσης και του έντονου τεκτονισμού που έχουν επηρεάσει την ευρύτερη περιοχή, ωστόσο η συνάθροιση φάσεων στην τομή των Αγίων Πάντων - <u>τουρβιδίτες - πτυχωμένα στρώματα ολίσθησης - ροές θραυσμάτων</u> - είναι χαρακτηριστική για την αναγνώριση του περιβάλλοντος απόθεσής τους (Εικ. 3c). Συγκεκριμένα, συναθροίσεις επαναιζηματοποιημένων φάσεων με σχήματα C-D+F+A, στις οποίες ιδιαίτερα επικρατούν οι μεσόκοκκοι εως λεπτόκοκκοι χαμηλής πυκνότητας τουρβιδίτες, όπως στις υπό μελέτη Ηωκαινικές, αναπτύσσονται γενικά στα εξωτερικά τμήματα των ανθρακικών κλιτύων (outer slope) (Schlager and Chermak, 1979, Mullins et al. 1984, Mullins and Cook, 1986). Ειδικότερα, τομές με μεγάλο αριθμό "ατελών τουρβιδιτών" και μικρή παρουσία των οριζόντων Α ή και Β της ακολουθίας Bouma θεωρούνται ως οι πιο απομακρυσμένες θέσεις του μεταφερόμενου ιζήματος από την πηγή τροφοδοσίας, ενώ επιπλέον η συνύπαρξη τους με αμμώδεις ροές θραυσμάτων (ή υψηλής πυκνότητας τουρβιδίτες), χαρακτηρίζει κατά κύριο λόγο την άκρη της κλιτύος προς τη λεκάνη (toe-of-slope facies)(Mullins and Cook 1986, Tucker and Wright 1990, Stow 1994).

5. ΣΥΖΗΤΗΣΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η ανάλυση και η ερμηνεία των φάσεων με βάση τους μηχανισμούς απόθεσης έδειξε ότι οι Ηωκαινικοί σχηματισμοί στην τομή των Αγίων Πάντων συνίστανται αποκλειστικά από επαναιζηματοποιημένες ανθρακικές φάσεις που αποτέθηκαν κυρίως μέσω των διεργασιών των ροών ιζημάτων από βαρύτητα. Αντιπροσωπεύονται δε, από τουρβιδίτες υψηλής αλλά κυρίως χαμηλής πυκνότητας, αποθέσεις ροών θραυσμάτων και κάποια πτυχωμένα στρώματα από ολίσθηση πελαγικής-ημιπελαγικής σύστασης. Το περιβάλλον απόθεσης τους ήταν τα εξωτερικά τμήματα μίας ανθρακικής κλιτύος και συγκεκριμένα της κλιτύος της Ηωκαινικής πλατφόρμας, η ύπαρξη της οποίας αν και δεν πιστοποιήθηκε άμεσα τόσο στην υπό μελέτη όσο και στην ευρύτερη περιοχή (Κατή, 1999) δηλώνεται έμμεσα από το επαναιζηματοποιημένο υλικό του υφαλικού περιθωρίου της. Ωστόσο εδώ, οι άφθονοι νηριτικοί βιοκλάστες στη σύσταση των τουρβιδιτών και των αποθέσεων των ροών θραυσμάτων



Εικ. 3. (Α) Λιθοστρωματογραφική στήλη τμήματος των διαβαθμισμένων στρωμάτων (Υποφάσεις: Ια:εναλλαγές ασβεσταρενιτών-ασβεστολουτιτών με μαργαικούς ορίζοντες, Ιβ: ρουδιτικοί ασβεσταρενίτες), (Β)
 Λιθοστρωματογραφική στήλη της φάσης των κροκαλοπαγών, (Γ)Συνάθροιση φάσεων των Ηωκαινικών ασβεστολίθων στο λατομείο των Αγίων Πάντων: τουρβιδίτες-πτυχωμένα στρώματα ολίσθησης-ροές
 θραυσμάτων. (Υπόμνημα: Ι.ασβεστολουτίτες, 2.ρουδιτικοί ασβεσταρενίτες, 3.κροκαλοπαγή, 4.διαβαθμισμένοι ασβεσταρενίτες-ασβεστολουτίτες, 5.επίπεδη επαφή, 6.διαβρωσιγενής επαφή, 7.παράλληλη στρώση, 8.ελασματοποίηση, 9.βιοαναμόχλευση, 10.κανονική διαβάθμιση, 11.ανάστροφη διαβάθμιση, 12.πτυχοειδής δομή ολίσθησης).

Fig. 3. (A) Lithostratigraphic column of part of the graded beds (Subfacies: Ia:alternations of calcarenite-calcilutite with marly horizons, 1b:ruditic calcarenites), (B) Lithostratigraphic column of the conglomerates facies, (C) Facies association of the Eocene limestone: turbidites - slumps, debris flows. (Legend: 1.calcilutites, 2.ruditic calcarenites, 3.conglomerates, 4.graded calcarenites-calcilutites, 5.plane contact, 6.erosional contact, 7.parallel bedding, 8.lamination, 9.biturbation, 10.normal grading, 11.reverse grading, 12.slump).

υποδεικνύουν ως κύρια πηγή τροφοδοσίας τους μία ενεργή αποικία εχινοειδών και βενθονικών τρημματοφόρων πιθανότατα στα εξωτερικά βαθύτερα τμήματα του περιθωρίου της πλατφόρμας (ή και στην αρχή της κλιτύος), παρά τα πολύ ρηχά τμήματα αυτού, όπως δηλώνει και η ολοκληρωτική απουσία επανεπεξεργασμένων τεμαχών βιολιθιτών που παρατηρήθηκαν σε αφθονία σε άλλες εμφανίσεις των Ηωκαινικών σχηματισμών στη Ζάκυνθο (Κατή, 1999).

Ο τρόπος οργάνωσης και η κατανομή των διαφόρων φάσεων στην παρούσα τομή δίνουν επιπλέον πληροφορίες για τη γεωμετρία του χώρου μέσα στον οποίο αποτέθηκαν οι εξεταζόμενοι σχηματισμοί. Ειδικότερα, παρά το ότι η εμφάνιση των αποθέσεων των υψηλής πυκνότητας τουρβιδιτών (αμμωδών ροών θραυσμάτων) δεν είναι συνεχής σε όλο το μήκος της τομής, ωστόσο οι Ηωκαινικοί τουρβιδίτες συνολικά δείχνουν να αναπτύσσονται σε καλά οργανωμένους "λεπτότερους και λεπτόκοκκους προς τα πάνω κύκλους", ο αριθμός των οποίων ελαιτώνεται προς την κορυφή της τομής και τελικά επικρατούν μόνο οι ατελείς σειρές τουρβιδιτών, υποδεικνύοντας μία σταδιακή αύξηση της απόστασης από την πηγή τροφοδοσίας αλλά και ένα σημαντικό βάθος απόθεσης για αυτούς. Έτσι, ο χώρος μέσα στον οποίο τελικά αποτέθηκαν οι υπό μελέτη τουρβιδίτες πρέπει να ήταν ένα σχετικά στενό αλλά βαθύ "χαμηλό" του θαλάσσιου πυθμένα, αναπτυγμένο παράλληλα στα κανονικά ρήγματα τα οποία οριοθετούν τους Ηωκαινικούς αυτούς σχηματισμούς από τις ρηχές φάσεις της ανωκρητιδικής ασβεστολιθικής ακολουθίας. Η υπόθεση αυτή δικαιολογείται άμεσα και από την τεκτονική δραστηριότητα που έχει δημιουργήσει στον ευρύτερο χώρο "υψηλά" και "χαμηλά" οφειλόμενα σε συνιζηματογενή κανονικά ρήγματα (Sorel 1976) ή συστήματα κανονικών ρηγμάτων ελεγχόμενα από οπισθοχωρούσα κλιμακωτή διάταξη (Accordi and Carbone 1992). Γενικότερα έχει δειχθεί ότι ανάλογα ρηγματογόνα συστήματα δημιουργούν αντίστοιχες θέσεις απόθεσεις κατά μήκος των ρηγμάτων (Gibbs 1984, Eberli 1987).

Επίσης, η παρουσία των στρωμάτων του slump υποδεικνύει ότι ο θαλάσσιος πυθμένας που δεχόταν τα ιζήματα αυτά, το προαναφερόμενο "χαμηλό", δεν ήταν εντελώς οριζόντιος αλλά παρουσίαζε μία ελαφρά κλίση προς την λεκάνη, απαραίτητη για να λάβει χώρα η ολίσθηση και η μετατόπιση των στρωμάτων του slump, που είχαν ήδη αποτεθεί σε ψηλότερα τμήματα της κλιτύος. Τέλος, ο τρόπος ανάπτυξης των αδρομερών αποθέσεων των ροών θραυσμάτων υποδεικνύει και την ύπαρξη μικρών εσωτερικών διαβρωσιγενών καναλιών στον ευρύτερο χώρο απόθεσης, ενώ τα άφθονα αβαθή επαναιζηματοποιημένα υλικά τους επιβεβαιώνουν τη λειτουργία των σύγχρονων ενεργών "υψηλών" του θαλάσσιου πυθμένα.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Θερμές ευχαριστίες εκφράζω προς τον Καθηγητή P. Scholle για τις χρήσιμες συζητήσεις και συμβουλές κατά τη διάρκεια της μελέτης, τον Αναπλ. Καθηγητή N. Solakius του Πανεπιστημίου Lund στη Σουηδία για τη βοήθειά του στην αναγνώριση των ειδών των τρημματοφόρων και τον βοηθό κ. Χ. Παπαγεωργίου του Γεωλογικού τμήματος του Πανεπιστημίου Αθηνών για την βοήθειά του στο ύπαιθρο και τις χρήσιμες υποδείξεις του στο κείμενο της εργασίας.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ACCORDI, G. & CARBONE, F., 1992. Lithofacies map of the Hellenide Pre-Apulian zone (Ionian Islands, Greece). Cons. Nazion. Ricer., Spec. Publ., 27p., Roma.
- ACCORDI, G., CARBONE, F. & PIGNATTI, J., 1998. Depositional history of a Paleogene carbonate ramp (western Cephalonia, Ionian islands, Greece): Geol. Roman., 34: 131-205.
- AUBOUIN, J., 1959. Contribution a l'etude geologique de la Grece septentrionale: les confins de l'Epire et de la Thessalie. Ann. Geol. pays Hell., Athens.
- AUBOUIN, J., 1965. Geosynclines. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, New York.
- AUBOUIN, J. & DERCOURT, J., 1962. Zone Preapulienne, zone ionienne et zone du Gavrovo en Peloponnese occidental. Bull. Soc. Geol. France, 7, IV: 785-794.
- AUBOUIN, J., BONNEAU, M., DAVIDSON, J., LEBOULENGER, P., MATESCO, S. & ZAMBETAKIS, A., 1976. Esquisse structurale de l'Arc egeen externe: des Dinarides aux Taurides. Bull. Soc. Geol. France, 18(2): 327-336.
- BERNOULLI, D. & LAUBSCHER, H., 1972. The Palinspastic Problem of the Hellenides. Eclog., geol. Helv., 65: 107-118.
- BOUMA, A.H., 1962. Sedimentology of Some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation. Elsevier, Amsterdam, p.168.
- CREVELLO, P.D. & SCHLAGER, W., 1980. Carbonate debris sheets and turbidites, Exuma Sound, Bahamas. Journ. Sedim. Petrol., 50: 1121-1148.
- DERCOURT, J., RICOU, L.E. & VRIELYNCK, B., 1993. Atlas Tethys palaeoenvironmental maps. Gauthier-Villars, Paris, p. 307.
- ΔΕΡΜΙΤΖΑΚΗΣ, Μ.Δ., 1978. Στρωματογραφία και ιστορία ιζηματογενέσεως του Μειοκαίνου της νήσου Ζακύνθου. Ann. Geol. pays Hell., 29: 47-186.
- EBERLI, G.P., 1987. Carbonate turbidite sequences deposited in rift-basins of the Jurassic Tethys Ocean (eastern Alps, Switzerland). Sedimentology, 34: 363-388.
- ENOS, P., 1977. Tamabra limestone of the Poza Rica trend, Cretaceous, Mexico. Soc. Econ. Pal. Min. Sp. Publ., 25: 273-314.
- ENOS, P. & MOORE, C.H., 1983. Fore-reef slope. In: Scholle, P.A., Bebout, D.G. and Moore, G.H., (eds) "Carbonate Depositional Environments". Mem. Am. Ass. Petrol. Geol., 33: 507-538.
- ENOS, P. & SAWATSKY, L.H., 1981. Pore networks in Holocene carbonate sediments. Journ. Sedim. Petrol., 51: 961-985.
- GIBBS, A.D., 1984. Structural evolution of extensional basin margins. Journ. Geol. Soc. Lond., 141: 609-620. HORSTMANN, G., 1967. Geologie de la partie meridionale de l' ile de Zante. These Univ. Paris, pp. 127. I.G.M.E., 1980. Geological Map of Greece, Zakynthos Island. Athenes.

- ΚΑΤΗ, Μ., 1999. Απόθεση διαγένεση εξέλιξη πορώδους των Ηωκαινικών σχηματισμών της Προαπούλιας ζώνης στη νήσο Ζάκυνθο. Διδ.Διατρ., Πανεπιστήμιο Αθηνών, 305 σελ.
- LOWE, D.R., 1979. Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. In: Doyle, L.J. and Pilkey, O.H. (eds) "Geology of continental slopes". Sp. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., 27: 75-82.
- LOWE, D.R., 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. Journ. Sedim. Petrol., 52: 279-297.
- MELIM, L.A. & SCHOLLE, P.A., 1995. The forereef facies of the Permian Capitan Formation: the role of sediment supply versus sea-level changes. Journ. Sedim. Research, B65: 107-118.
- MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M.A., 1973. Sediment Gravity Flows: Mechanics of Flow and position. In: Middleton, G.V. and Bouma, A.H. (eds) "Turbidites and deep water sedimentation". Soc. Econ.Paleont. Miner. Pacif. Sect. Short Course, 1-38.
- MIPKOY, P.M., 1974. Στρωματογραφία και γεωλογία του βορείου τμήματος της νήσου Ζακύνθου. Ann. Geol. pays Hellen., 26: 35-108.
- MOUNTRAKIS, D., 1985. Geology of Greece. University Studio Press, Thessaloniki, 207pp., (in Greek).
- MULLINS, H.T. & COOK, H.E., 1986. Carbonate apron models: alternatives to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration. Sediment. Geol., 48: 37-79.
- MULLINS, H.T., HEATH, K.C., VAN BUREN, H.M. & NEWTON, C.R., 1984. Anatomy of modern open-ocean carbonate slope: Northern Little Bahama Bank. Sedimentology, 31:141-168.
- MUTTI, E., & RICCI LUCCHI, F., 1972. Le torbiditi dell' Appennino Settentrionale: introduzione all' analisidi facies. Mem. Soc. geol. Ital., 11: 161-199.
- NARDIN, T.R., HEIN, F.J., GORSLINE D.S.& EDWARDS, B.D., 1979. A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fanbasin floor systems. In: Doyle, L.J. and Pilkey, O.H. (eds) "Geology of continental slopes". Sp. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., 27: 61-73.
- PAPANIKOLAOU, D., 1986. Geology of Greece. Athens: Eptalofos, 240pp., (in Greek).
- PICKERING, K.T., STOW, D.A.V., WATSON, M. & HISCOTT, R.N. 1986. Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. Earth Sci. Rev., 22: 75-174.
- RENZ, C., 1955. Die vorneogene stratigraphie der normalsedimentaren Formationen Griechenlands. I.G.S.R., Athens.
- ROBERTSON, A.H.F., CLIFT, P.D., DEGNAN, P.J. & JONES, G. 1991. Paleogeographic and paleotectonic evolution of the Eastern Mediterranean Neotethys. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 87, 289-344.
- SCHLAGER, W. & CHERMAK, A., 1979. Sediment facies of platform-basin transition, Tongue of the Ocean, Bahamas. In: Doyle, L.J. and Pilkey, O.H. (Eds) "Geology of Continental Slopes". Sp. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., 27: 193-207.
- SHANMUGAM, G., 1996. High-density turbidity currents: are they sandy debris flows? Journ. Sedim. Petrol., 66: 2-10.
- SHANMUGAM, G., 1997. The Bouma sequenceand the turbidite mind set. Earth Sci. Rev., 42: 201-229.
- SHANMUGAM, G., 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models-a critical perspective. Mar.Petrol. Geol., 17: 285-342.
- SHINN, E.A. & ROBBIN, D.M., 1983. Mechanical and chemical compaction in fine grained shallow-water limestones. Journ. Sedim. Petrol., 53: 595-618.
- STOW, D.A.V., 1986. Deep clastic seas. In: Reading, H.G. (ed) "Sedimentary Environments and Facies". Blackwell Scientific Publications, Oxford, 399-444.
- STOW, D.A.V., 1994. Deep sea processes of sediment transport and deposition. In: Pye, K. (ed) "Sediment Transport and Depositional Processes". Blackwell Scientific Publications, Oxford, 257-291.
- SOREL, D., 1976. Tectonique et neotectonique de la zone preapulienne. Bull. Soc. geol. France, 7, XVIII 2: 383-384.
- ΤΡΙΑΝΤΑΦΥΛΛΟΥ, Μ., 1996. Βιοστρωματογραφικές και οικοστρωματογραφικές παρατηρήσεις με βάση τα ασβεστολιθικά ναννοαπολιθώματα, των Πλειο - Πλειστοκαινικών ιζημάτων της ανατολικής Μεσογείου. ΓΑΙΑ, Νο 1, Πανεπιστήμιο Αθηνών.
- TUCKER, M.E. & WRIGHT, V.P., 1990. Carbonate Sedimentology. Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 482.
- WALKER, R.G., 1965. The origin and significance of the internal sedimentary structures of turbidites. Proc. Yorks. Geol. Soc., 35: 1-32.


ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΣΥΓΧΡΟΝΩΝ ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΩΝ ΔΙΕΡΓΑΣΙΩΝ ΣΤΟ ΜΕΤΩΠΟ ΤΟΥ ΔΕΛΤΑ ΚΑΙ ΣΤΟ ΠΡΟΔΕΛΤΑ ΤΟΥ ΠΟΤΑΜΟΥ ΕΒΡΟΥ, ΒΑ ΑΙΓΑΙΟ ΠΕΛΑΓΟΣ* Θ.Δ. ΚΑΝΕΛΛΟΠΟΥΛΟΣ¹, Β. ΚΑΨΙΜΑΛΗΣ², Μ.Ο. ΑΓΓΕΛΙΔΗΣ³, Ε. ΚΑΜΠΕΡΗ¹ & Α. ΚΑΡΑΓΕΩΡΓΗΣ¹

ΣΥΝΟΨΗ

Η ανάπτυξη των σύγχρονων αποθέσεων στο δελταϊκό πρίσμα του Ποταμού Έβρου πραγματοποιείται κατά μήκος ενός άξονα με γενική διεύθυνση ΑΝΑ-ΔΒΔ. Το λεπτοκλαστικό χερσογενές υλικό καλύπτει το σύνολο του δελταϊκού μετώπου και μεγάλο μέρος του προδέλτα. Ο ρυθμός ιζηματογένεσης της περιοχής μπροστά από τις εκβολές εκτιμάται πάνω από 2cm/yr, ενώ μειώνεται σημαντικά σε απόσταση 8 km από αυτές. Τα αμμώδη συστατικά των προδελταϊκών φάσεων μπορεί να προέρχονται από διάφορες πηγές, όπως η λεκάνη απορροής του Έβρου, οι ακτές της δυτικής Θράκης ή ο ποταμοχείμαρρος Λουτρός. Η παρουσία αμμώδους ιζήματος στις βαθύτερες περιοχές του κόλπου της Αλεξανδρούπολης φαίνεται να έχει σχέση με την τελευταία Ολοκαινική επίκλιση της θάλασσας.

ABSTRACT

Gravity cores data from the Evros River delta front and prodelta confirm the aspect that the Evros River deltaic deposits tend to west-northwest, along the main direction of the local hydrodynamic regime, preventing the construction of a symmetrical Holocene prism.

In the delta front, the terrigenous sediment consists mostly of fine-grained material. Its vertical succession is monotonous with slight differences in grain size or colour, and lack of internal structure or current-produced laminae, indicating almost immutable sedimentary processes as well as long-term discharge fluctuations. The river-borne sand is limited because of its entrapment in the river mouth but sometimes, during extreme conditions (periods of high river discharge, short-lived catastrophic events etc.), can be transported seawards covering an extensive area of the Alexandroupolis Gulf. The negligible biogenic content and the absence of bioturbation effects are attributed to the high rates of deposition. Some bioturbated horizons are produced when sedimentation rates decrease temporarily.

The prodelta sediment distribution patterns occur a distinctive zonation along an east-southeast to westnorthwest trend. In the central part, mud dominates, while on both sides of this area, the content of sand gradually increases and becomes the prevalent facies near the coast and in the outer plateau of the gulf. The vertical facies sequences of the upper sedimentary cover are complicated, with many variations in grain size, colour and biogenic content reflecting a complicated manner of deposition. The major feeder of this area is the Evros River providing great amounts of suspended load. Another remarkable source of sand is derived from the coastline, which during storm conditions provides coarse-grained material in the shoreface area. Finally, a sediment supplier of local importance, Loutros River, affects the eastern area of Alexandroupolis building up a small subaqueous fan.

In the open sea, the consequences of the modern sedimentation are negligible. The sandy character of the surface and sub-surface sediments, the analysis of biogenic fragments, the long distance from the present-day terrigenous sources are some evidences which lead to the view that the upper sediment body of the southwestern part of the study area has a presumable relict origin.

 210 Pb profiles are, more of less, consistent showing a sedimentation rate more than 2 cm/yr in the delta front, which decreases to 0.2 cm/yr at about 8 km seaward.

ΛΕΞΕΙΣ-ΚΛΕΙΔΙΑ: Έβρος ποταμός, δέλτα, ιζηματογενείς φάσεις, υπολειμματικές άμμοι, ευθμός ιζηματογένεσης **ΚΕΥ WORDS:** Evros River, delta, sedimentary facies, relict sands, accumulation rates

^{*} CONSIDERATION OF MODERN SEDIMENTARY PROCESSES OF THE EVROS RIVER DELTA FRONT AND PRODELTA, NE AEGEAN SEA

^{1.} Εθνικό Κέντρο Θαλασσίων Ερευνών (ΕΚΘΕ), Άγιος Κοσμάς, 166 04 Ελληνικό

^{2.} Département de Géologie et Océanographie, UMR CNRS 5805, Université Bordeaux-I, 33405 Talence, France

^{3.} Τμήμα Περιβάλλοντος, Πανεπιστήμιο Αιγαίου, Καραντώνη 17, Μυτιλήνη

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Τα δέλτα των ποταμών είναι περιβάλλοντα παγίδευσης κι απόθεσης των χερσογενών υλικών που αναπτύσσονται συνήθως σε περιόδους αργής επίκλισης της στάθμης της θάλασσας ή σταθεροποίησης αυτής σε ένα υψηλό επίπεδο (Wright, 1985; Posamentier et al., 1992). Η μορφολογία κι η στρωματογραφία των δελταϊκών αποθέσεων είναι το αποτέλεσμα της αλληλεπίδρασης πολλών παραγόντων, όπως του κλίματος, της γεωλογίας της λεκάνης απορροής, του τεκτονισμού, της θαλάσσιας κυκλοφορίας, της παλίρροιας κ.ά. (Goodbred Jr. & Kuehl, 2000). Η κοκκομετρία των ποτάμιων φερτών υλών είναι ένας παράγοντας ίσης σπουδαιότητας με τους παραπάνω, που επηρεάζει σημαντικά τη δυναμική εξέλιξη, τις ιζηματογενείς φάσεις και την εσωτερική δομή των δελταϊκών συστημάτων.

Τα ιζημάτα που συνήθως εισέρχονται στα δέλτα έχουν ιλυοαργιλώδη έως αμμώδη σύσταση κι η απόθεσή τους ελέγχεται κατά κύριο λόγο από το υδροδυναμικό καθεστώς της περιοχής. Οι διεργασίες της επαναιώρησης, παραμόρφωσης, διαγένεσης κ.ά. καθορίζουν την οριστική διευθέτηση και τη γεωμετρία των αποθέσεων στο χώρο (Elliott, 1986).

Το αντικείμενο αυτής της μελέτης είναι αφενός να αναγνωρίσει και να περιγράψει τις πρόσφατες ιζηματολογικές διεργασίες που επηρεάζουν την ανάπτυξη του υποθαλάσσιου ολοκαινικού πρίσματος του Έβρου Ποταμού κι αφετέρου να εντοπίσει και να ερμηνεύσει τις στρωματογραφικές φάσεις των υπο-επιφανειακών ιζημάτων στα διάφορα υποπεριβάλλοντα του κόλπου της Αλεξανδρούπολης. Επίσης, γίνεται προσπάθεια εκτίμησης του ρυθμού ιζηματογένεσης που επικρατεί στο μέτωπο του δέλτα και στο προδέλτα του Έβρου Ποταμού.

2. ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ

Περιοχή μελέτης είναι το μέτωπο του δέλτα και το προδέλτα του Ποταμού Έβρου. Το συνολικό μήκος του ποταμού είναι 515 km κι η λεκάνη απορροής του είναι περίπου 52.900 km². Το σχηματιζόμενο δέλτα είναι λοβοειδές, φθάνει σε πλάτος τα 10 km περίπου και σε έκταση τα 188 km² (Ψιλοβίκος & Χαχαμίδου, 1987). Η μορφολογία των ακτών είναι πολυσχιδής κι υπάρχουν επιμήκεις αμμονησίδες.

Η μέση ετήσια απορροή του ποταμού Έβρου υπολογίζεται σε 6,80 km³/yr, η μεγαλύτερη μεταξύ των ποταμών που εκβάλλουν στην Ελλάδα. Έχει παρατηρηθεί ότι κατά την περίοδο της μέγιστης παροχής του Έβρου, υδάτινη μάζα χαμηλής αλατότητας (28%) και πυκνότητας (1,019 gr/cm³) διαχέεται με μορφή επιφανειακού ως υποεπιφανειακού στρώματος, σε μικρό ή μέσο βάθος ως 5 m, με κατεύθυνση ΝΑ-ΒΔ. Η υδάτινη αυτή μάζα με ελαφρά μεταβαλλόμενες τιμές ανιχνεύεται σε απόσταση ως 30 km περίπου από τις εκβολές του ποταμού (Πεχλιβάνογλου κ.ά., 1993).



Σχήμα 1. Βαθυμετοία στον Κόλπο της Αλεξανδοούπολης και θέσεις δειγματοληψιών (από Pehlivanoglou, 1989) Figure 1. Bathymetry in the Gulf of Alexandroupolis and sampling positions (from Pehlivanoglou, 1989)

Το υποθαλάσσιο ανάγλυφο είναι ομαλό με πολύ μιχρές κλίσεις (Σχήμα 1). Τα βάθη ακόμη και σε απόσταση 10 km από την ακτή δεν υπερβαίνουν τα 35 m, με αποτέλεσμα η κλίση του βυθού να παρουσιάζεται μικρότερη από 0,1 % εκτός από το NA και BΔ άκρο της περιοχής όπου το ανάγλυφο είναι εντονότερο. Μετά την ισοβαθή των 30 m σχηματίζεται επίμηκες υποθαλάσσιο πλατώ με μέσο βάθος 35 m και διεύθυνση NA-BΔ. Εξαίρεση αποτελούν το BΔ άκρο, στην περιοχή Μάκρης, και το NA, νοτιότερα των εκβολών του Έβρου όπου το ανάγλυφο είναι πιο απότομο και η κλίση του βυθού παρουσιάζει μικρή αύξηση (0,1 – 1 %) (Πεχλιβάνογλου κ.ά., 1993).

Τα επιφανειακά ιζήματα του πυθμένα στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης είναι λεπτόκοκκα και κατανέμονται κατά μήκος ζωνών με κύρια διεύθυνση ΝΑ-ΒΔ σχεδόν παράλληλα με την ακτογραμμή (Σχήμα 2). Αυτή η κατανομή επηρεάζεται κυρίως από την τοπογραφία της ακτής, τη βαθυμετρία, τον κυματισμό και τα υποθαλάσσια ρεύματα της περιοχής.

Στην κεντρική περιοχή το υλικό έχει αργιλο-ιλυώδη σύσταση. Προς τα βόρεια παρατηρείται σταδιακή μετάβαση σε αδρότερα ιζήματα με συστάσεις αμμώδους ιλύος, αμμώδους αργιλοϊλύος, αργιλοϊλυώδους άμμου κι άμμου στην παράκτια ζώνη. Νότια της κεντρικής περιοχής υπάρχει μια ζώνη αμμώδους αργίλου και στο μεγαλύτερο μέρος του υποθαλάσσιου πλατώ επικρατεί υπολειμματική άμμος (Pehlivanoglou, 1989).

3. ΥΛΙΚΑ - ΜΕΘΟΔΟΙ

Το σύνολο των εργασιών πεδίου πραγματοποιήθηκε το Φεβρουάριο 1998 με το ωκεανογραφικό σκάφος "ΑΙΓΑΙΟ" του Εθνικού Κέντρου Θαλασσίων Ερευνών. Στο Σχήμα 1 παρουσιάζονται οι θέσεις δειγματοληψίας, για τον προσδιορισμό των οποίων χρησιμοποιήθηκε δορυφορικό σύστημα Global Positioning System (GPS TRIMBLE NAVIGATIONS 4000AX LOCATOR).

Για τις δειγματοληψίες των ιζημάτων χρησιμοποιήθηκαν δύο είδη δειγματοληπτών: ο πυρηνολήπτης βαρύτητας (gravity corer) κι ο δειγματολήπτης τετράγωνης διατομής (box corer). Οι πυρήνες κόπηκαν εγκάρσια, περιγράφηκαν μακροσκοπικά και φωτογραφήθηκαν. Ακολούθησε η επιλογή των πιο κατάλληλων και πιο αντιπροσωπευτικών θέσεων επιμέρους δειγματοληψίας, έτσι ώστε τα δείγματα να καλύπτουν όλες τις ιζηματολογικές ενότητες που διακρίθηκαν στο στάδιο της μακροσκοπικής εξέτασης.

Τα δείγματα αναλύθηκαν ως προς την κοκκομετρική τους σύσταση (Folk, 1974), ενώ παράλληλα έγινε κοκκομετρική ανάλυση της λεπτόκοκκης φάσης (<63 μm) με τη συσκευή SEDIGRAPH (Micromeritics 5000 ET), μετά από διαχωρισμό με υγρό κοσκίνισμα.

Για την ανάλυση του ²¹⁰Pb έγινε πυχνή δεγματοληψία υπο-δειγμάτων στους πυρήνες EV-01 και EV-02. Ο υπολογισμός του ρυθμού ιζηματογένεσης στηρίζεται στη μέτρηση της ακτινοβολίας-α του ²¹⁰Po κι εμμέσως του ²¹⁰Pb που βρίσκεται σε ισορροπία με το Po. Η ακτινοβολία του ²¹⁰Po μετράται, μετά από πλήρη διαλυτοποίηση



Σχήμα 2. Κατανομή λιθολογικών τύπων επιφανειακών ιζημάτων του κόλπου της Αλεξανδρούπολης (Ι) Αργιλοϊλύς, (ΙΙ) Αμμώδης ιλύς, (ΙΙΙ) Αμμώδης αργιλοϊλύς, (ΙV) Αργιλοϊλυώδης άμμος, (V) Άμμος, (VI) Αργιλώδης άμμος, (VII) Αμμώδης άργιλος (από Pehlivanoglou, 1989).

Figure 2. Distribution of the sedimentary types of the surface sediments in the Gulf of Alexandroupolis (I) Clayey-Silt, (II) Sandy Silt, (III) Sandy Clayey-Silt, (IV) Clayey-Silty Sand, (V) Sand, (VI) Clayey Sand, (VII) Sandy Clay (from Pehlivanoglou, 1989). του ιζήματος και προσφόφηση του ²¹⁰Po σε δίσκους αργύρου, με φωτοπολλαπλασιαστές τύπου ORTEC EG&G (Sanchez-Cabesa *et al.*, 1998). Η συγκέντρωση υποβάθρου (supported ²¹⁰Pb) υπολογίστηκε ως ο μέσος όρος των συγκεντρώσεων ²¹⁰Pb στα βαθύτερα τμήματα των πυρήνων όπου πλέον η συγκέντρωση του ισοτόπου είναι σχεδόν σταθερή.

4. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ – ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Η κοκκομετρική σύσταση των υπο-επιφανεια
κών ιζημάτων στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης δίνεται στο Σχήμα 3.





Figure 3. Vertical distributions of the grain size fractions in the sediment cores (dots represent points of sampling)

Ο πυρήνας EV-02 αποτελείται από λεπτόκοκκα ιζήματα, με πολύ μικρή περιεκτικότητα σε άμμο. Αυτές οι ιζηματολογικές φάσεις σχηματίζονται από την καθίζηση των φερτών υλών του Έβρου Ποταμού κι είναι αντιπροσωπευτικές του ανώτερου τμήματος των αποθέσεων του δελταϊκού μετώπου (Σχήμα 4). Οι μικρές διαφοροποιήσεις στη σύστασή τους μπορούν να οφείλονται στις εποχικές αλλαγές της παροχής του ποταμού ή στις διακυμάνσεις του υδροδυναμικού καθεστώτος μπροστά από τις εκβολές. Το ποσοστό της άμμου δεν ξεπερνάει το 10 %, γεγονός που υποδηλώνει ότι σχεδόν το σύνολο των χονδρόκοκκων υλικών εγκλωβίζεται στο δελταϊκό πεδίο και δεν μπορεί διαφεύγει προς τη θάλασσα. Η περιεκτικότητα των βιογενών συστατικών είναι αρχετά μικρή λόγω, πιθανώς, του αυξημένου ρυθμού καθίζησης των χερσογενών υλικών.

Ο πυρήνας IR-08 βρίσκεται στο δυτικότερο σημείο του προδέλτα του Έβρου Ποταμού. Χαρακτηρίζεται από ομοιογενές αργιλοϊλυώδες ίζημα του οποίου το αμμώδες κλάσμα κυμαίνεται από 10-20 %. Ο κύριος τροφοδότης της περιοχής σε λεπτόκοκκο υλικό παραμένει ο Έβρος Ποταμός, ενώ η χερσογενής άμμος πιθανώς προέρχεται από τη γειτονική ακτή.

Ο πυρήνας EV-01 συλλέχθηκε από το βαθύτερο σημείο (βάθος 38 m) ενός μορφολογικού κοιλώματος, όπου στα βορειοανατολικά βρίσκεται ο κόλπος της Αλεξανδρούπολης και στα νοτιοδυτικά υπάρχει μια μικρή ανύψωση από αμμώδες υλικό (Σχήμα 1). Μετά τα πρώτα 40 cm όπου επικρατούν πολύ λεπτόκοκκα ιζήματα, ακολουθεί ένας ορίζοντας (41-60 cm) με απότομη αύξηση στο ποσοστό του αμμώδους κλάσματος, από 0 σε 68 %. Μετά από αυτόν τον ορίζοντα αργιλοϊλυώδους άμμου ακολουθούν πιο λεπτόκοκκα στρώματα αμμωδών αργιλοϊλύων μέχρι τα 194 cm. Αυτές οι έντονες διακυμάνσεις των φάσεων μπορούν να αποδοθούν στην ύπαρξη και παράλληλη λειτουργία δυο διαφορετικών πηγών τροφοδοσίας, εκ των οποίων η πρώτη, ο Έβρος Ποταμός, προσφέρει λεπτόκοκκο υλικό κι η δεύτερη, το παράπλευρο ύψωμα στα νοτιοδυτικά, τροφοδοτεί την περιοχή με άμμο.



Σχημα 4. Κατανομή των διαφόρων υποπεριβαλλόντων του κόλπου της Αλεξανδρούπολης (Ι) μέτωπο του δέλτα του Έβρου Ποταμού, (ΙΙ) Προδέλτα του Έβρου Ποταμού, (ΙΙΙ) υποθαλάσσιο ριπίδιο του ποταμοχείμαρρου Λουτοού, (ΙV) υπολειμματικές άμμοι

Figure 4. Distribution of various sub-environment of the Alexandroupolis Gulf (1) Evros River delta front, (II) Evros River prodelta, (III) subaqueous alluvial fun of Loutros River, (IV) relict sediment

Η περιοχή μπροστά στις εκβολές του ποταμοχείμαρρου Λουτρού αποτελεί ένα ειδικό υποπεριβάλλον στο κόλπο. Το επιφανειακό ίζημα του σταθμού EV-03 είναι αμμώδης ιλύς, του οποίου η απόθεση πιθανά ελέγχεται από ένα σύνολο παραγόντων, όπως το είδος κι ο ρυθμός της στερεοπαροχής του ποταμοχείμαρρου, η τροφοδοσία του Έβρου Ποταμού, η ένταση του υδροδυναμικού καθεστώτος καθώς κι οι ανθρωπογενείς δραστηριότητες που σχετίζονται με την πόλη της Αλεξανδρούπολης.

Τα ιζήματα του πυρήνα IR-09 έχουν κυρίως αμμώδη σύσταση. Πιθανά αίτια της επικράτησης του αμμώδους κλάσματος στην περιοχή αυτή είναι: (α) η απομάκρυνση του πιο λεπτόκοκκου υλικού των αποτιθέμενων ιζημάτων από τα υποθαλάσσια ρεύματα με τη διαδικασία της επαναιώρησης κι η μεταφορά τους σε άλλες περιοχές του κόλπου, ή/και (β) η θέση της περιοχής σε σχέση με τις εκβολές του δέλτα όταν αυτό επεκτεινόταν πιο νοτιοδυτικά σε περιόδους χαμηλότερης στάθμης της θάλασσας (παγετώδης περίοδος Τεταρτογενούς).

Η στάθμη της θάλασσας κατά τη διάρκεια των παγετωδών και μεσοπαγετωδών περιόδων από το Ανώτερο Πλειστόκαινο μέχρι σήμερα παρουσίασε διαδοχικές ταπεινώσεις κι ανυψώσεις, διαφορετικές χρονικά και χωρικά για κάθε περιοχή. Η μέγιστη τιμή της τελευταίας απόσυρσης στην περιοχή του ΒΑ Αιγαίου ήταν περίπου 90 – 125 m από το σημερινό επίπεδο κι έλαβε χώρα πριν από 16.000 έτη περίπου, κατά την παγετώδη περίοδο του Ανώτερου Βουρμίου. Ακολούθησε η Φλάνδρια επίκλυση, αρχικά, με ρυθμό ανύψωσης της στάθμης της θάλασσας 0,01 m/έτος η οποία, αργότερα, επιβραδύνθηκε στα 0,02 m/έτος περίπου. Πριν από 7.500 έτη η στάθμη της θάλασσας έφτασε και σταθεροποιήθηκε στο σημερινό της, περίπου, επίπεδο επιτρέποντας την απόθεση μεγάλου όγκου ιζημάτων μπροστά από τις εκβολές των ποταμών, με αποτέλεσμα το σχηματισμό εκτενών δελταϊκών πρισμάτων (Kraft *et al.*, 1982).

Η ταχεία επίκλυση των παράκτιων περιοχών της ξηράς κατά τη φάση της ανόδου της στάθμης της θάλασσας σε συνδυασμό με τη μικρή τροφοδοσία των αβαθών περιοχών του κόλπου της Αλεξανδρούπολης σε ιζήματα, είχε σαν αποτέλεσμα οι επικλησθείσες περιοχές της τωρινής υφαλοκρηπίδας να μην έχουν καλυφθεί από πρόσφατα ολοκαινικά ιζήματα αλλά να απαντούν ακόμη εκεί ιζήματα που υπήρχαν πριν από την επίκλυση (Perissoratis & Mitropoulos, 1989). Τα ιζήματα αυτά που καλύπτουν τμήμα του σημερινού πυθμένα αλλά αποτέθηκαν σε συνθήκες ιζηματογένεσης διαφορετικές από τις πιο πρόσφατες, ονομάζονται υπολειμματικά ιζήματα (relict sediments) (Swift, 1974; McManus, 1975).

Την άποψη περί ύπαρξης υπολειμματικών ιζημάτων στο νότιο τμήμα του Κόλπου της Αλεξανδρούπολης υποστηρίζουν τόσο οι Perissoratis et al. (1987), όσο κι ο Πεχλιβάνογλου (1995).

Η κατακόρυφη κατανομή της συγκέντρωσης του 210 Pb με το βάθος των πυρήνων απεικονίζεται στο Σχήμα 5.



Σχήμα 5. Κατακόουφη κατανομή συγκέντοωσης ²¹⁰Pb Figure 5. Profiles of ²¹⁰Pb activity

Όπως φαίνεται στο διάγραμμα του πυρήνα EV-01 από τα 40 cm μέχρι και το βάθος των 115cm, η συγκέντρωση παραμένει σχεδόν σταθερή. Η ανωμαλία στην κατανομή που παρατηρείται από τα 40 έως τα 65 cm βάθος οφείλεται στην απότομη αύξηση του ποσοστού της άμμου αυτού του ορίζοντα, διότι η διόρθωση της συγκέντρωσης του ²¹⁰Pb με βάση το <63 μm κοκκομετρικό κλάσμα εξομαλύνει σε μεγάλο βαθμό την καμπύλη. Τα ανώτερα 40 cm του πυρήνα αντιστοιχούν σε πρόσφατα ιζήματα (100 τελευταία έτη). Ο ορίζοντας 15-40 cm παρουσιάζει εκθετική μείωση της συγκέντρωσης του ²¹⁰Pb με το βάθος, υποδεικνύοντας ότι για μια χρονική περίοδο σταθερής προσφοράς υλικού ο ρυθμός ιζηματογένεσης υπολογίζεται στα 0,2 cm/yr. Στα ανώτερα 15 cm του πυρήνα οι αυξομειώσεις της συγκέντρωσης του ²¹⁰Pb αντικατοπτρίζουν μεταβολές στη ροή αιωρούμενου υλικού στο σταθμό ΕV-01, με τις αρνητικές κλίσεις να αντιστοιχούν σε αύξηση του προσφερόμενου υλικού και τις θετικές σε μείωση.

Όσον αφορά στον πυρήνα EV-02 με τη μέθοδο του ²¹⁰Pb φαίνεται ότι μέχρι τα 225 cm βάθος οι συγκεντρώσεις του ²¹⁰Pb συνεχίζουν να ελαττώνονται με αποτέλεσμα να μη μπορούν να εξισωθούν με τη συγκέντρωση υποβάθρου. Αυτό σημαίνει ότι μέχρι και αυτό το βάθος η ηλικία των ιζημάτων δεν ξεπερνά τον τελευταίο αιώνα, με συνέπεια ο ρυθμός ιζηματογένεσης στη συγκεκριμένη περιοχή να ξεπερνά τα 2 cm/yr. Το αποτέλεσμα αυτό είναι αναμενόμενο σε περιοχές που βρίσκονται υπό την άμεση επίδραση ποταμού.

Θα πρέπει να σημειωθεί ότι οι τιμές των ουθμών ιζηματογένεσης που υπολογίζονται με τη μέθοδο του ²¹⁰Pb είναι οι μέγιστες και για το λόγο αυτό στη διεθνή βιβλιογραφία ονομάζονται φαινομενικές (apparent). Παρόλα αυτά, οι ουθμοί που υπολογίστηκαν στην περιοχή του ποταμού Εβρου συγκρινόμενοι με τους ουθμούς στις εκβολές άλλων ποταμών βρίσκονται σε παρόμοια επίπεδα. Για παράδειγμα, στο μέτωπο του δέλτα του ποταμού Ροδανού (B.Δ. Μεσόγειος) ο ουθμός ιζηματογένεσης υπολογίστηκε σε 0,63 cm/yr (Zuo *et al.*, 1991), στο δέλτα του ποταμού Πάδου (B. Αδριατική) οι τιμές κυμαίνονται από 1,45 έως 0,44 cm/yr ελαττούμενες προς τα ανοιχά (Frignani *et al.*, 1991), ενώ στο στο δέλτα του ποταμού Αξιού (B.Δ. Αιγαίο) η ιζηματογένεση υπολογίστηκε στηκε περίπου στο 1 cm/yr (Kaberi and Anagnostou, 1998).

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η ανάλυση των στοιχείων από το δέλτα του ποταμού Έβρου έδειξε τα ακόλουθα:

1. Στο δέλτα τα χερσογενή ιζήματα αντιπροσωπεύονται κυρίως από λεπτοκλαστικά υλικά γεγονός που πιστοποιεί ότι η χονδρόκοκκη φάση συγκρατείται στις εκβολές του ποταμού. Η τροφοδοσία της θαλάσσιας περιοχής σε άμμο είναι γενικά περιορισμένη και πιθανώς να πραγματοποιείται μόνο κάτω από ειδικές συνθήκες π.χ. περίοδοι έντονης εκροής του ποταμού, στιγμιαία καταστροφικά γεγονότα. Το ανώτερο ιζηματογενές κάλυμμα αποτελείται από μια μονότονη συσσώρευση ιλυαργίλων χωρίς καμία σημαντική δομή αποδεικνύοντας ότι η ιζηματογένεση στην περιοχή είναι σχετικά ομοιόμορφη και συνεχής. Η αρκετά μικρή συγκέντρωση των βιογενών υπολειμμάτων δεν οφείλεται, πιθανώς, στη μειωμένη παρουσία ζωντανών οργανισμών αλλά στον ιδιαίτερα γρήγορο ρυθμό της χερσογενούς ιζηματογένεσης.

- 2. Η κατανομή των ιζημάτων στο προδέλτα παρουσιάζει μια ζώνωση με διεύθυνση σχεδόν ανατολικά δυτικά. Στο κεντρικό τμήμα κυριαρχούν τα λεπτοκλαστικά υλικά, ενώ στις εκατέρωθεν περιοχές το ποσοστό της άμμου διαρκώς αυξάνει ώσπου, τελικά, γίνεται το επικρατούν κλάσμα στα ιζήματα που βρίσκονται κοντά στην ακτογραμμή αλλά και στην ανοιχτή θάλασσα. Η λιθολογική σύσταση του υπο-επιφανειακού στρώματος είναι πολύπλοκη, με αρκετές διακυμάνσεις που υποδηλώνουν αλλαγές στον τρόπο και το είδος της ιζηματογένεσης. Ο κύριος τροφοδότης της περιοχής είναι ο Έβρος Ποταμός προσφέροντας μεγάλες ποσότητες λεπτοκλαστικού φορτίου. Μία άλλη σημαντική πηγή ιζημάτων είναι η ακτή της δυτικής Θράκης η οποία, ιδιαίτερα σε περιόδους έντονων καιρικών φαινομένων παρέχει χονδρόκοκκο υλικό σε περιοχές με πιο μεγάλα βάθη. Τέλος, ο ποταμοχείμαρρος Λουτρός, ανατολικά της Αλεξανδρούπολης, φαίνεται να έχει τοπική επίδραση σχηματίζοντας ένα μικρής έκτασης υποθαλάσσιο ριπίδιο.
- 3. Στην ανοιχτή θάλασσα οι συνέπειες της σύγχρονης ιζηματογένεσης φαίνονται να είναι αμελητέες. Η λιθολογική σύσταση κι η εξέταση της βιογενούς φάσης συνηγορούν στην άποψη κι άλλων ερευνητών περί της υπολειμματικής προέλευσης αυτών των ιζημάτων. Επομένως, το αμμώδες στρώμα που καλύπτει την νοτιοδυτική περιοχή μελέτης αντιπροσωπεύει υπολειμματικά ιζήματα, δηλαδή παλαιότερες αποθέσεις που δεν καλύφθηκαν από πρόσφατα ιζήματα μετά την τελευταία επίκλυση της θάλασσας.
- 4. Ο ουθμός ιζηματογένεσης της περιοχής μποοστά από τις εκβολές εκτιμάται σε περισσότερο από 2 cm/yr, τιμή αναμενόμενη, ενώ μακρύτερα και νοτιοδυτικά από τις εκβολές μειώνεται σχεδόν 10 φορές, παρατήρηση που συμβαδίζει με την παρατήρηση για τον άξονα ανάπτυξης των δελταϊκών αποθέσεων.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ELLIOTT, T., 1986. Deltas. In: Sedimentary Environments and Facies (Ed. by H.G. Reading), Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 113-154.
- FRIGNANI, M. & LANGONE, L., 1991. Accumulation rates and ¹³⁷Cs distribution in sediments off the Po river delta and the Emilia-Romagna coast (northwestern Adriatic Sea, Italy). Cont. Shelf Res. 11 (6), 525-542.
- GOODBRED Jr., S.L. & KUEHL, S.A., (2000). The significance of large sediment supply, active tectonism, and eustasy on margin sequence development: Late Quaternary stratigraphy and evolution of the Ganges-Brahmaputra delta. Sedimentary Geology 133, 227-248.
- KABERI, H. & ANAGNOSTOU, C., (1998). Mesoscale sedimentation rates in the prodelta deposits of Axios river, Thermaikos gulf NW Aegean sea. In: "EU-MAST II, METRO-MED Project, Dynamics of Matter Transfer and Biogeochemical Cycles: Their Modeling in Coastal systems of the Mediterranean Sea. A MAST III ELOISE European Union Project". 3rd Workshop and Steering Committee Meeting of the EU-MAST II, Toulouse (Ed. by C. Anagnostou), NCMR, Athens, pp. 90-92.
- ΚΑΝΕΛΛΟΠΟΥΛΟΣ, Θ.Δ., ΑΓΓΕΛΙΔΗΣ, Μ.Ο., ΚΑΡΑΓΕΩΡΓΗΣ, Α. & ΚΑΜΠΕΡΗ, Ε., (2000). Κατανομή ιζηματολογικών και γεωχημικών παραμέτρων στο υποθαλάσσιο δέλτα του ποταμού Έβρου, Πρακτ. 6^{ου} Πανελλ. Συμπ. Ωκεαν. & Αλιείας, Χίος, 456-463.
- KRAFT, J.C., KAYAN, I. & EROL, O., (1982). Geology and paleogeographic reconstructions in the vicinity of ancient Troy. In: Geology of Troy, (Ed. by G.R. Rapp & J. Giggord), Princeton Univ. Press, pp. 11-42.
- McMANUS D.A., 1975. Modern versus relict sediment on the continental shelf. Bull. Geol. Soc. Am. 86, 1154-1160.
- PECHLIVANOGLOU, K., (1989). Evros delta: Evolution of continental shelf sediments. *Marine Geology* 87, 27-29.
- PERISSORATIS, C., MOORBY, S.A., PAPAVASILIOU, C., CRONAN, D.S., ANGELOPOULOS, I., SAKELLARIADOU, F. & MITROPOULOS, D., (1987). The geology and geochemistry of the surficial sediments off Thraki, Northern Greece. *Marine Geology* 74, 209-224.
- ΠΕΡΙΣΟΡΑΤΗΣ, Κ.Δ. & ΠΑΝΑΓΟΣ, Α.Γ., (1982). Ενδείξεις παρουσίας υφαλοορίου και υπολειμματικών ιζημάτων στον Κόλπο του Άγιου Όρους (Σιγγιτικός), Β. Αιγαίο. Ορυκτός Πλούτος 17, 35-44.
- ΠΕΧΛΙΒΑΝΟΓΛΟΥ, Κ., ΤΣΙΡΑΜΠΙΔΗΣ, Α. & ΤΡΩΝΤΣΙΟΣ, Γ., (1993). Προέλευση κατανομή αργιλικών ορυκτών στον κόλπο Αλεξανδρούπολης, Πρακτ. 4^{ου} Πανελλ. Συμπ. Ωκεαν. & Αλιείας, Ρόδος, σελ. 272-275.
- POSAMENTIER, H.W., ALLEN, G.P. & JAMES, D.P., (1992). High resolution sequence stratigraphy East Coulee delta, Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology* 62 (2), 310-317.
- SANCHEZ-CABESA, J.A., MASQUE, P. & ANI-RAGOLTA, I., (1998). ²¹⁰Pb and ²¹⁰Po analysis in sediments and soils by microwave acid digestion. *Journal of Radioactivity and Nuclear Chemistry* 227 (1-2), 19-22.
- SWIFT, D.J.B., (1974). Continental shelf sedimentation. In: The Geology of Continental Margins (Ed. by C.A. Burk & C.L. Drake), Springer-Verlag, Berlin, pp. 117-135.
- ΨΙΛΟΒΙΚΟΣ, Α. & ΧΑΧΑΜΙΔΟΥ, Ε., (1987). Συμβολή στην έφευνα των Ολοκαινικών Ελληνικών Δέλτα, Πρακτ. Β΄ Πανελλ. Συμπ. Ωκεαν. & Αλιείας, Αθήνα, σελ. 456-463.
- WRIGHT, L.D., (1985). River deltas. In: Coastal Sedimentary Environments (Ed. by R.A. Davis), Springer-Verlag, New York, pp. 1-76.
- ZUO, Z., EISMA, D. & BERGER, G.W., 1991. Determination of sediment accumulation and mixing rates in the gulf of Lions, Mediterranean Sea. *Oceanologica Acta* 14 (3), 253-262.

ΜΕΛΕΤΗ ΠΑΡΑΚΤΙΩΝ ΙΖΗΜΑΤΩΝ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΚΟΛΠΟΥ ΛΟΥΤΡΑΚΙΟΥ* Α. ΚΑΡΑΛΗ-ΒΟΥΔΟΥΡΗ¹, Γ. ΛΕΙΒΑΔΙΤΗΣ², Α. ΜΕΤΤΟΣ³

ΣΥΝΟΨΗ

Η μελέτη των παράκτιων ιζημάτων του κόλπου του Λουτρακίου μεγάλου αριθμού δειγμάτων περιελάμβανε μικροσκοπική παρατήρηση, κοκκομετρική ανάλυση, ορυκτολογική ανάλυση και τέλος ακτινογραφική μελέτη. Ο υπολογισμός των ιζηματολογικών παραμέτρων (μέσο μέγεθος M_z , σταθερά απόκλισης σ_1 , λοξότητα $S_{\rm K}$, κύρτωση ${\rm K}_{\rm G}$) έδειξε ότι η υποθαλάσσια παραλία καλύπτεται από χονδρόκοκκη άμμο, ενώ η ζώνη κυματογής και η υπερθαλάσσια παραλία καλύπτεται από χονδρόκοκκη άμμο, ενώ η ζώνη κυματογής και η υπερθαλάσσια παραλία καλύπτεται από χονδρόκοκκη άμμο, ενώ η ζώνη κυματογής και η υπερθαλάσσια παραλία καλύπτεται από χονδρόκοκτη άμμο, ενώ η ζώνη κυματογής και η υπερθαλάσσια παραλία από χαλίκια που υποδηλώνει περιβάλλον υψηλής ενέργειας. Η παράκτια μετακίνηση των ιζημάτων είναι από βορρά προς νότο.Το μεγαλύτερο ποσοστό των άμμων στην υποθαλάσσια παραλία είναι ασθενώς διαβαθμισμένες, στη ζώνη κυματογής μέτρια διαβαθμισμένες και στην υπερθαλάσσια παραλία είναι πολύ καλά διαβαθμισμένες. Επίσης παρατηρείται μια τάση για καλύτερη διαβάθμιση των ιζημάτων προς τα νότια. Εξετάσθηκαν και οι ακτόλιθοι της ακτής, το ύψος τους από την επιφάνεια της θάλασσας, καθώς επίσης και η ορυκτολογική τους σύσταση.

ABSTRACT

The study of the sedimentological and mineralogical characteristics of the coastal sediments in the Loutraki gulf, included analyses of a large number of samples, that is granulometry, thin section study and x-ray examination. From these data the granulometry parametres were assessed such as mean grain size, standard deviation σ_{1} , skewness S_{k} , and kurtosis K_{ci} of the sediments.

The study of the sedimentological parameters based on the mean grain size the offshoreline is covered by coarse grain sand, whereas the tidal zone indicates a high energy environment. The longshoredrift is from N to S. Most of the sand is loosely graded in the nearschore area, medium graded in the foreshore area and well graded in the backshore area. Their constant declination indicates a trend for a better gradation of sediments southwards. The latter combined with the mean grain size indicate a reduction of kinetic energy from N to S.

In addition, the beachrocks, were studied together with their, elevation and their mineral composition .

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: ακτόλιθοι, ιζήματα, κοκκομετρική ανάλυση, Λουτράκι **ΚΕΥ WORDS:** beachrocks, sediments, granulometry, Loutraki

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η μελέτη των παράκτιων ιζημάτων στο Λουτράκι έδειξε όσον αφορά την κοκκομετρία τους τα ιζήματα της υποθαλάσσιας παραλίας είναι χονδρόκοκκη άμμος και τα ιζήματα της ζώνης κυματογής και της υπερθαλάσ-



 $\Sigma \chi.1$: Γεωγραφική θέση της ερευνηθείσας περιοχής Fig 1 : Lokalities of studied area

* STUDY OF THE COASTAL SEDIMENTS OF THE LOUTRAKI GULF AREA

1. ΔΕΠΑ, Μεσογείων 357, 152 31 Χαλάνδρι

3. ΙΓΜΕ, Μεσογείων 70, 115 27 Αθήνα.

^{2.} Πανεπιστήμιο Αθηνών, Πανεπιστημιούπολη Ζωγράφου, 157 84, Αθήνα

σιας παφαλίας χαλίκια. Τα κυφιότεφα οφυκτά που απαντούν στα ιζήματα είναι ο χαλαζίας, ο ασβεστίτης, ο σεφπεντίνης (χφυσοτίλης) και σε μικφότεφες αναλογίες απαντούν ο δολομίτης, τα πλαγιόκλαστα και τα αφγιλικά οφυκτά (χλωφίτης- καολινίτης).

Οι παράκτιοι ψηφιδοπαγείς αιγιαλοί (beachrocks) έχουν σημαντική ανάπτυξη. Διακρίνονται τρεις σειρές ακτολίθων. Η μία σειρά βρίσκεται υποθαλάσσια, η δεύτερη στην γραμμή ακτής και η τρίτη στο εσωτερικό της παραλίας. Η Ορυκτολογική ανάλυση έδειξε ότι τα επικρατούντα ορυκτά είναι τα ανθρακικά, ο χαλαζίας, οι άστριοι, οι Πυρόξενοι, τα οξείδια του σιδήρου, καθώς επίσης ο μαρμαρυγίας, ο ακτινόλιθος, το επίδοτο, ο σερπεντίνης και ο χλωρίτης.

1. ΓΕΩΛΟΓΙΑ

Η περιοχή του Λουτρακίου βρίσκεται στο δυτικό άκρο του σύγχρονου ηφαιστειακού τόξου και αντιπροσωπεύει το σημείο όπου συναντώνται δύο νεοτεκτονικοί κόλποι (Ανατολικός Κορινθιακός και ΝΔ Σαρωνικός). Γεωλογικά η περιοχή ανήκει στην λεκάνη της Κορίνθου (Collier & Dart, 1991) η οποία υποδιαιρείται σε δύο νεοτεκτονικές λεκάνες: της δυτικής και ανατολικής Κορίνθου. Η πρώτη εκτείνεται δυτικά της πόλης της Κορίνθου, ενώ η δεύτερη περιλαμβάνει και την περιοχή Λουτρακίου. Οι παραπάνω λεκάνες δομούνται κυρίως απο μεταλπικούς σχηματισμούς πλειο-τεταρτογενούς ηλικίας, ενώ το υπόβαθρο αποτελούν αλπικοί σχηματισμοί των ζωνών Ανατολικής Ελλάδας, Βοιωτικής ζώνης και ζώνης Πίνδου. Τα ιζήματα της λεκάνης της ανατολικής Κορίνθου χαρακτηρίζονται κυρίως απο λιμναίες έως ηπειρωτικές φάσεις απόθεσης. Σε μικρότερο βαθμό απαντούν τεταρτογενή (θαλάσσια) ιζήματα.

Οι γεωλογικοί σχηματισμοί που δομούν την ευgύτερη περιοχή αποτελούνται από ασβεστόλιθους και οφιόλιθους του Μεσοζωϊκού που καλύπτονται από ιζήματα πλειοκαινικής (υφάλμυρες, λιμναίες και παράκτιες αποθέσεις) και πλειστοκαινικής (μάργες, ψαμμίτες χερσαία κροκαλοπαγή) ηλικίας (Mettos et al., 1988).

2. ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΑΚΤΗΣ

Οι παράκτιες γεωμορφές είναι αποτέλεσμα της επίδρασης διαφόρων παραγόντων όπως είναι η γεωλογία, ο τεκτονισμός, το κλίμα, το παράκτιο υδροδυναμικό καθεστώς και οι ανθρωπογενείς επεμβάσεις. Οσον αφορά στους φυσικούς παράγοντες διαμόρφωσης, το γειτονικό υδρογραφικό δίκτυο σε συνδυασμό με το κλίμα και τις συνθήκες αποσάθρωσης και διάβρωσης των πετρωμάτων αποτελεί τον κύριο μεταφορέα χερσογενούς υλικού προς τις ακτές και προς τη θάλασσα γενικότερα. Επίσης οι θαλάσσιοι κυματισμοί οι οποίοι εξαρτώνται από τα επικρατούντα ανεμολογικά καθεστώτα διαμορφώνουν και αυτοί τον παράκτιο χώρο.

Κύριο χαρακτηριστικό στοιχείο της ακτής Λουτρακίου είναι η σχεδόν ευθύγραμμη ακτογραμμή μήκους 3.5 Km(Σχ.2). Η διεύθυνσή της είναι B35A και κατά Shepard (1976) μπορεί να χαρακτηριστεί ως δευτερογενής που έχει διαμορφωθεί από τις θαλάσσιες διεργασίες. Μπορεί επίσης να χαρακτηριστεί και ως ακτή διάβρωσης αφού έντονη είναι η παρουσία της προέλασης της θάλασσας στη στεριά. Επίσης παρατηρούνται μεγάλα τμήματα παράκτιων beach rocks κατατεμαχισμένα από την διαβρωτική δράση των κυμάτων.

Εξ' αιτίας του προσανατολισμού της η ακτή είναι εκτεθειμένη στην κάθετη πρόσπτωση των κυματισμών που προέρχονται από ισχυρούς βορειοδυτικούς ανέμους. Οι ισχυροί βόρειοι και βορειοανατολικοί άνεμοι προσβάλλουν με οξεία γωνία την ακτή και σχηματίζουν κατά μήκος της ακτής ισχυρά ρεύματα. Τα παλιρροιακά ρεύματα δεν έχουν σημαντική επίδραση στη διάβρωση αφού το εύρος τους είναι μικρό. Σε περιόδους νηνεμίας όμως αποτελούν τους μόνους υδροδυναμικούς παράγοντες της θάλασσας που δρούν στις ακτές. Ετσι ο ρόλος τους είναι συμπληρωματικός στην διάβρωση που ασκούν οι κυματισμοί και τα κατά μήκος της ακτής ρεύματα.

Τα φυσιογραφικά χαρακτηριστικά της παραλίας δεν είναι πλήρως ανεπτυγμένα, αφού η ανθρωπογενής επίδραση είναι εμφανής κατά μήκος της ακτής. Το πλάτος της παραλίας είναι περιορισμένο αφού η οικοπεδοποίηση και οι ανθρώπινες κατασκευές περιορίζουν το πλάτος ανάπτυξης του αιγιαλού. Πολλά ρέματα έχουν μπαζωθεί και έτσι πλέον δεν διευκολύνεται η παροχή χερσογενούς υλικού προς την ακτή. Το εύρος της παραλίας σε συνθήκες νηνεμίας κυμαίνεται από 10μ στην περιοχή της Ποσειδωνίας πίσω από το Στρατόπεδο, στη συνέχεια αυξάνει στα 25μ έως 30μ για περίπου 1Km και σταθεροποιείται περίπου στα 15μ μέσα στην πλάζ του Λουτρακίου. Σε περίοδο έντονων κυματισμών το πλάτος της παραλίας μικραίνει.

3. AKTOAI@OI (BEACH ROCKS)

Οι παφάκτιοι ψηφιδοπαγείς αιγιαλοί της πεφιοχής έχουν σημαντική ανάπτυξη. Είναι συμπαγείς σχηματισμοί που το πάχος τους σπάνια υπεφβαίνει το 0,50μ. Αποτελούνται από καλά συγκολημμένες ασβεστολιθικές, κεφατολιθικές και σεφπεντινικές κφοκάλες και άμμους. Το μέγεθος των κφοκαλών δεν είναι εννιαίο και παρουσιάζει ακανόνιστη κατανομή. Η διεύθυνση τους είναι παράλληλη με εκείνη της σημερινής ακτογραμμής δηλαδή B35A και η κλίση τους 5° BΔ. Διακρίνονται τρεις σειρές beachrocks. Η μία σειρά βρίσκεται υποθαλάσσια, η δεύτερη στην γραμμή ακτής και η τρίτη στο εσωτερικό της παραλίας. Μια τέτοια εμφάνιση υποδηλώνει την μεταβολή της στάθμης της θάλασσας, αφού η ακτή υποχωρεί είτε λόγω ευστατισμού, είτε λόγω τεκτονικών κινήσεων, είτε οφείλεται σε συνδυασμό και των δύο αυτών παραγόντων. Στην Ποσειδωνία εμφανίζονται beachrocks σε υψόμετρο 0,50μ πάνω από τη στάθμη της θάλασσας και καλύπτουν τους κυβόλιθους του Διόλκου στη δυτική του έξοδο. Σε ότι αφορά την ηλικία τους αυτά πρέπει να είναι νεότερα του τέλους του 7°° αρχές 6°° αιώνα π.χ. (χρονολογία κατασκευής του Διόλκου στον Ισθμό Κορίνθου).

Παρατηρήθηκαν δύο σχηματισμοί beachrocks: ο πρώτος εκτείνεται από την Ποσειδωνία έως το τέλος του στρατοπέδου σε μήκος περίπου 800m και ο δεύτερος αρχίζει περίπου 80m βόρεια του καζίνου και εκτείνεται σε απόσταση 450m. Αυτός που αναπτύσσεται από την Ποσειδωνία προς το στρατόπεδο έχει συνολικό πλάτος περί τα 15m. Από αυτά 5m αναπτύσσονται στο εσωτερικό της ακτογραμμής και τα υπόλοιπα 7m είναι υποθαλάσσια. Σε περιόδους χαμηλής στάθμης θάλασσας αυτά εμφανίζονται στη στεριά.

5. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΑΚΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ ΤΩΝ ΙΖΗΜΑΤΩΝ

Για να μελετήσουμε το δυναμικό των ιζημάτων πραγματοποιήθηκε συλλογή δειγμάτων των ιζημάτων της παράκτιας ζώνης σε συνθήκες νηνεμίας. Η λήψη των δειγμάτων έγινε από την περιοχή της Ποσειδωνίας έως το Λουτράκι. Τα δείγματα ελήφθησαν περίπου ανά 100m. Εγκαρσίως της διαδρομής κατά μήκος της ακτής ελήφθησαν δείγματα από τρείς διαφορετικές ζώνες: α) από τον πυθμένα της υποθαλάσσιας παραλίας στην υσοβαθή των δύο μέτρων, β) από τη μεσοπαλιρροική ζώνη στη ζώνη κυματογής και γ) από την υπερθαλάσσια παραλία. Συνολικά ελήφθησαν 40 δείγματα από 14 θέσεις, όπου κάθε θέση περιλαμβάνει 3 δείγματα. Η θέση των δειγμάτων φαίνεται στο σχ.2. Η συλλογή των δειγμάτων έγινε με σκοπό την κοκκομετρική και ορυκτολογική τους ανάλυση και τον προσδιορισμό των στατιστικών παραμέτρων για να ερμηνευθεί το περιβάλλον ιζηματογένεσης. Προσδιορίστηκαν οι στατιστικές παράμετροι των ιζημάτων με βάση τους μαθηματικούς τύπους του

FOLK (1974): Το μέσο μέγεθος (mean size) $M_z = \frac{\varphi 16 + \varphi 50 + \varphi 84}{2}$, η σταθερά απόκλισης (standard deviation),





Σχ.2: Γεωγραφική θέση των δειγμάτων Fig 2: Localities of hand specimens



Σχ.3 : Διάγραμμα ταξινόμησης σε χαλίχια, άμμο, ιλύ κατά FOLK (1974) Fig 3: Classification diagram after folk(1974)of gravel, sand and silt

5.1 KOKKOMETPIA

Σ'όλα τα δείγματα έγινε πλήφης κοκκομετρική ανάλυση στο ολικό κλάσμα με μια σειρά από κόσκινα με μεγέθη από -8φ έως 4φ. Υπολογίστηκε η επί τοις εκατό περιεκτικότητα των κλασμάτων και ανάλογα με την περιεκτικότητα σε χαλίκια, άμμο και ιλύ κατετάγησαν σε κατηγορίες σύμφωνα με το διάγραμμα του FOLK (1974),($\Sigma \chi$.3) .Τα δείγματα της άμμου τοποθετήθηκαν για 24 ώρες σε φούρνο με θερμοκρασία 50 °C για να στεγνώσουν. Για την κοκκομετρία του κλάσματος της άμμου χρησιμοποιήθηκε διάταξη κοσκίνων φθίνουσας διαμέτρου οπών : -1φ, -0,5φ, 0φ, 0,5φ, 1φ, 1,5φ, 2φ, 2,5φ, 3φ, 3,5φ, 4φ, τα οποία δονήθηκαν επί 20' για κάθε δείγμα.

Μετά ζυγίζοντας την ποσότητα του δείγματος που κατακρατήθηκε σε κάθε κόσκινο υπολογίσαμε το ποσοστό επί τοις εκατό του δείγματος που αντιστοιχεί σε κάθε εύρος μεγέθους σύμφωνα με την διάμετρο των οπών των κοσκίνων. Τα αποτελέσματα τοποθετήθηκαν σε πίνακες και βάση αυτών κατασκευάστηκαν οι αθροιστικές καμπύλες από τις οποίες στη συνέχεια υπολογίστηκαν οι κοκκομετρικές παράμετροι.

5.2 ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΤΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

Στον πίνακα 1 παρουσιάζονται οι κοκκομετρικές παράμετροι των ιζημάτων που προέκυψαν από τους υπολογισμούς μετά την διαδικασία της μηχανικής ανάλυσης. Το μέσο μέγεθος των κόκκων ενός ιζήματος εξαρτάται από τρείς βασικούς παράγοντες : α) από τα μεγέθη των υλικών τα οποία μεταφέρονται στο περιβάλλον της ιζηματογένεσης β) από το ποσό της ενέργειας που επέδρασε στα υλικά αυτά και γ) από τη χρονική δειάρκεια επεξεργασίας των ιζημάτων στο παράκτιο περιβάλλον. Το μέσο μέγεθος των δειγμάτων του πυθμένα παρουσιάζει εύρος τιμών από -1,1φ έως 0,05φ και χαρακτηρίζονται από χαλίκια έως χονδρόκκοκη άμμος. Λεπτόκοκκη άμμος δεν διαπιστώθηκε σε καμμιά θέση.

Το μέσο μέγεθος των ιζημάτων της ζώνης χυματογής παρουσιάζει εύρος τιμών από -1,58φ έως 0,5φ. Το μεγαλύτερο ποσοστό των ιζημάτων (57,14%) είναι χαλίκια και 42,85% πολύ χονδρόκοκκη άμμος.

Το μέσο μέγεθος των ιζημάτων από την υπερθαλάσσια παραλία παρουσιάζει εύρος τιμών από -1,34φ έως 1,16φ. Το μεγαλύτερο ποσοστό των ιζημάτων (62,5%) είναι χαλίκια. Από τη μελέτη της κατανομής του μέσου μεγέθους προχύπτει ότι τα πλέον χονδρόκοκκα ιζήματα εμφανίζονται προς βορρά. Η παράκτια μετακίνηση των ιζημάτων είναι από βορρά προς νότο. Η μεταβολή των τιμών του μέσου μέγεθους κατά μήκος της ακτής είναι μικρότερη στα ιζήματα του πυθμένα και της ζώνης κυματογής από ότι στα ιζήματα της υπερθαλάσσιας παραλίας όπου παρατηρούνται οι μεγαλύτερες διακυμάνσεις.

Το μεγαλύτερο ποσοστό των άμμων (41,66%) στην υποθαλάσσια παραλία είναι ασθενώς διαβαθμισμένες. Στη ζώνη χυματογής το 42% των άμμων είναι μέτρια διαβαθμισμένες. Στην υπερθαλάσσια παραλία το 37,5% των άμμων είναι πολύ καλά διαβαθμισμένες. Από τα παραπάνω συμπεραίνουμε ότι οι άμμοι στη ζώνη χυματογής και στην υπερθαλάσσια παραλία είναι μέτρια έως πολύ καλά διαβαθμισμένες, ενώ στα ιζήματα του πυθμένα είναι ασθενώς έως πολύ ασθενώς διαβαθμισμένες. Σύμφωνα με τον FOLK (1974) καλά ταξινομημένα ιζήματα απαντώνται σε ιζηματογενή περιβάλλοντα υψηλής ενέργειας, όταν δεν υπάρχει μεγάλη προσφορά ιζημάτων, ενώ ασθενώς ή πολύ ασθενώς ταξινομημένα ιζήματα εμφανίζονται σε περιοχές χαμηλής ενέργειας και / ή έντονης ιζηματογένεσης. Από τη σταθερά απόκλιση παρατηρείται μια τάση για καλύτερη διαβάθμιση των ιζημάτων προς τα νότια, που σε συνδυασμό με τις τιμές του μέσου μεγέθους δείχνει μείωση της δυναμικής ενέργειας από βορρά προς νότο. Αυτό οφείλεται στο ότι έχουμε μεγάλη προσφορά υλικού μέσω του ποταμού που εκβάλλει στην ακτή μεταφέροντας προιόντα αποσάθρωσης της γειτονικής ξηράς.

Οσον αφορά την λοξότητα παρατηρείται ότι τα ιζήματα παρουσιάζουν κυρίως θετικές τιμές λοξότητας. Οι θετικές τιμές λοξότητας υποδηλώνουν ότι αιωρούμενο λεπτόκοκο υλικό έχει προστεθεί στο περιβάλλον της ιζηματογένεσης. Το υλικό αυτό μεταφέρεται είτε με τους προσπίπτοντες κυματισμούς και τα θαλάσσια ρεύματα, ή με τους χειμάρρους (SPENCER 1963, FRIEDMAN 1967).

Αρνητικές τιμές λοξότητας παρουσιάζουν το 25% των δειγμάτων του πυθμένα, επίσης 25% των δειγμάτων της υπερθαλάσσιας παραλίας και 7,14% των δειγμάτων από τη ζώνη κυματογής. Οι αρνητικές τιμές δείχνουν ότι λεπτόκοκκο υλικό από τα ιζήματα έχει αποσπασθεί και απομακρυνθεί από την περιοχή με την δράση των κυμάτων και των ρευμάτων. Από την υποθαλάσσια παραλία τα ιζήματα εμφανίζονται καλά λοξεμένα (41,66%). Από τη ζώνη κυματογής 57,14% είναι πολύ καλά λοξεμένα και από την υπερθαλάσσια παραλία το 37,5% είναι λοξεμένα.

Παρότι δεν δίνεται μια σαφής εικόνα για την κατανομή των χονδρόκοκκων και λεπτόκοκκων υλικών κατά μήκος της παραλίας, φαίνεται μια τάση απόθεσης του πιο λεπτομερούς υλικού στο νότιο τμήμα της ακτής.

Οσον αφορά την κύρτωση το μεγαλύτερο ποσοστό των ιζημάτων είναι πλατύκυρτα σε ποσοστά 42,85% από τη ζώνη κυματογής, 37,5% από την υπερθαλάσσια παραλία και 33,33% από την υποθαλάσσια παραλία.

Α.δείγμ	Grave1%	Sand%	Mud%	Text	Mz	σ1	Sĸ	K _G
1A	60,86	39,13	0	SG	-0,88πχα	0,44κδ	1,05κλ	0,12пп
2A	30	7.0	0	SG	0,05χα	1,04παδ	0,11λ	1,23λ
4A	85,05	14,94	0	GS	-0,36πχα	1,34παδ	0,10λ	1,16λ
6A	75,84	24,16	0	GS	-1,1χ	0,82αδ	0,30λ	-0,49пп
7A	34,14	65,85	0	SG	-1,53x	0,87αδ	0,88κλ	2,5πλ
8A	34,09	65,90	0	sG	-0,28πχα	1,66παδ	0,89κλ	2,4πλ
9A	42,62	57,37	0	sG	0,02χα	1,69παδ	0,63κλ	0,58пп
10A	56,09	43,90	0	sG	-1πχα	0,2πκδ	0,42κλ	1,06µ
11A	85,05	14,94	0	gS	-0,41πχα	0,85αδ	-0,26χ	0,78п
12A	26,66	73,33	0	sG	-1,23χ	0,59μδ	-0,11χ	0,70п
13A	60	40	0	sG	-0,73πχα	0,81αδ	-0,79πχ	0,68п
14A	54,82	45,18	0	sG	-0,78πχα	0,82αδ	0,08λ	0,85п
1B	46,44	53,56	0	sG	-1,51χ	0,41κδ	0,24λ	-1,52пп
2B	44,32	55,68	0	sG	-1,13χ	0,58μδ	0,37κλ	0,75п
3B	42,10	57,89	0	sG	-1,1χ	0,58μδ	0,47κλ	1,6µ
4B	36,66	63,33	0	sG	-0,5πχα	0,61μδ	0,14λ	1,07µ
5B	65,38	34,61	0	sG	-0,66πχα	0,96αδ	0,30κλ	3,8ппλ
6B	58,33	41,67	0	sG	-0,83πχα	0,69μδ	0,65κλ	0,78п
7B	55,80	44,2	0	sG	-1,48χ	0,73αδ	0,74κλ	0,70п
8B	49,35	50,65	0	sG	-0,71πχα	0,81αδ	0,41κλ	0,91µ
9B	54,97	45,03	0	sG	-1,36χ	0,28πκδ	0,21λ	0,73п
10B	56,66	43,33	0	sG	-1,58χ	0,56μδ	0,4κλ	2,45πλ
11B	50,13	49,87	0	sG	-0,46πχα	0,85αδ	0,69κλ	0,99µ
12B	47,65	52,35	0	sG	-1,46χ	0,2πκδ	-1,2п <u>х</u>	0,11nn
13B	43,92	56,08	0	sG	-1,25χ	0,51μδ	-0,0300	0,9п
14B	40,63	59,37	0	sG	0,5χα	1,16παδ	0,0800	0,69п
1Г	36,8	63,2	0	sG	-0,08πχα	0,48κδ	-0,05σσ	1,04µ
2Г	34	66	0	sG	-1,34χ	0,57μδ	0,53κλ	1,2λ
ЗГ	48,90	51,1	0	sG	-1,01χ	0,24πκδ	0,22λ	1,47λ
4 Г	60,45	39,55	0	sG	1,16μα	0,81αδ	-0,12x	0,81п
5Г	63,92	36,08	0	sG	-1,25χ	0,72αδ	0,26λ	1,43λ
6T	65,55	34,45	0	sG	1,1μα	1,27παδ	0,01σσ	0,87п
7Г	100	-	0	G	-	-	-	-
81	100	-	0	G	-		-	
91	100	-	0	G	-	-	-	-
10 Г	100	-	0	G	-		-	-
11Г	51,28	-	0	sG	-1,03χ	0,24πκδ	0,82κλ	1,47λ
12Г	53,48	-	0	sG	-1,01χ	0,17πκδ	0,23λ	0,81п
13Г	100	-	0	G	-	-	-	-
14 F	100	-	0	G	-	-		-

Πίν. 1 : Περιεκτικότητα σε χαλίκια, άμμο και πηλό, λιθολογικοί χαρακτήρες και κοκκομετρικές παράμετροι των παράκτιων ιζημάτων του Κόλπου Λουτρακίου

Table 1:Percentage content of gravel, sand and clay, lithological types and granulometry parameters in coastal sediments in Loutraki bay

A, B, Γ: Δείγμα ιζήματος από την υποθαλάσσια παφαλία, τη ζώνη κυματογής και την υπεφθαλάσσια παφαλία αντίστοιχα.A, B, Γ: Sample of sediments from ,nearschore area, foreshore area, and backschore area

Μέσο	Υποθαλάσσια	Ζώνη	Υπερθαλάσσια		
M	Παραλία	Κιπιατονής	Παραλία		
L'IZ	s second	8	mapanta 8		
	25	57 11	62.5		
X	50 33	12 25	12 5		
Πχα	16,55	42,00	12, 5		
χα	T0,00	-	-		
μα	_	-	25		
λα	_	-	-		
Δτάθερη					
αποκλιση					
σι					
пкб	8,3	14,28	37,5		
κδ	8,3	7,14	12,5		
μδ	8,3	42,85	12,5		
αδ	41,66	28,57	25		
παδ	33,33	7,14	_		
ππα	_	-	-		
Λοξότητα	Sĸ				
пкλ	-	-	-		
кλ	41,66	57,14	25		
λ	33,33	21,42	37,5		
σσ	- '	14,28	25		
x	16,66	-	12,5		
пх	8,3	7,14	-		
Κύρτωση	K _G	,			
пп	25	14,28	-		
п	33,3	42,85	37,5		
u	8.3	28,57	12.5		
λ	16,66		50		
πλ	16,66	7,14	-		
ппλ		7,14	-		

Πιν.2 : Εκατοοτιαία αναλογία των κοκκομετοικών παραμέτοων Table 2:Percentage of granulometry parameters

ΥΠΟΜΝΗΜΑ ΠΙΝΑΚΩΝ 1,2

G:χαλίκια, S:άμμος, sG:αμμούχα χαλίκια, gS: χαλικούχοι άμμοι M_z : μέσο μέγεθος, χ: χαλίκια, πχα : πολύ χονδρόκοκκη άμμος, χα : χονδρόκοκκη άμμος, μα : μεσόκοκκη άμμος, λα : λεπτόκοκκη άμμος.

σ, : σταθερή απόκλιση, πκδ: πολύ καλά διαβαθμισμένα, κδ : καλά διαβαθμισμένα,

μδ : μέτρια διαβαθμισμένα, αδ : ασθενώς διαβαθμισμένα, παδ : πολύ ασθενώς διαβαθμισμένα.

S. : λοξότητα, κλ : καλά λεπτολοξεμένα, λ : λεπτολοξεμένα, σσ : σχεδόν συμμετρικά,

χ : χονδρολοξεμένα, πχ : πολύ χονδρολοξεμένα.

 K_{c} : κύρτωση, ππ : πολύ πλατύκυρτα, π :πλατύκυρτα, μ :μεσόκυρτα,

λ : λεπτόχυρτα, πλ : πολύ λεπτόχυρτα, ππλ : πάρα πολύ λεπτόχυρτα.

KEY OF TABLES 1,2

G:gravels, S:sand, sG:sandy gravels, gS: gravely sands, M_z : meane size, χ : gravels, $\pi\chi\alpha$: very coarse grain size sand, $\chi\alpha$: coarse grain size sand, $\mu\alpha$: medium grain size sand, $\lambda\alpha$: thin grain size sand, σ_1 : standard deviation, $\pi\chi\delta$: very well graded, $\chi\delta$: well graded, $\mu\delta$: medium graded, $\alpha\delta$: loosely graded, $\pi\alpha\delta$: very loosely graded, S_{κ} : skewness, $\chi\lambda$: well positiv skewed, λ : positiv skewed, $\sigma\sigma$: quasi symmetrical, χ : negativ skeness, $\pi\chi$: very negativ skeness, K_{σ} : kurtosis, $\pi\pi$: very strongly curtic, π : curtic, μ : mesocurtic, λ : leptocurtic, $\pi\lambda$: strongly curtic, $\pi\pi\lambda$: very strongly curtic.

6. ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ ΤΩΝ ΙΖΗΜΑΤΩΝ

6.1 ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ ΤΩΝ ΙΖΗΜΑΤΩΝ

Οι ορυκτολογικές αναλύσεις των ιζημάτων έγιναν με ακτινοσκόπηση των δειγμάτων με τη μέθοδο της περιθλάσεως των ακτίνων X (μέθοδος XRD) χρησιμοποιώντας περιθλασίμετρο τύπου Phillips εξοπλισμένο με λυχνία Cu, με γωνία 2θ από 3° έως 60°. Για το σκοπό αυτό παρασκευάστηκαν δείγματα κόνεως που έγιναν στο κλάσμα των 2φ. Επίσης έγινε μικροσκοπική παρατήρηση των κόκκων της άμμου και η αναγνώριση των διαφόρων συστατικών της.

Αναγνωρίστηκαν εκτός από τα χερσογενή κλαστικά υλικά και συστατικά βιογενούς προέλευσης τα οποία δεν ξεπερνούσαν το 2% κατ'όγκο. Η μικρή συγκέντρωση βιογενούς υλικού στα ιζήματα υποδηλώνει την μεγάλη προσφορά υλικών χερσογενούς προέλευσης.

Η ορυκτολογική ανάλυση των ιζημάτων έδειξε ότι σε γενικές γραμμές δεν παρατηρείται σημαντική διαφοροποίηση στις τρεις ζώνες που εξετάστηκαν. Ολα τα δείγματα χαρακτηρίζονται από μεγάλα ποσοστά χαλαζία, ασβεστίτη, και μικρότερες αναλογίες σε σερπεντίνη (χρυσοτίλη), αστρίων (πλαγιόκλαστα), δολομίτη και αργιλικά ορυκτά (χλωρίτη-καολινίτη).Τα παραπάνω ορυκτά αντανακλούν την πρωτογενή ορυκτολογία των πετρωμάτων της γύρω περιοχής (ασβεστόλιθοι- δολομίτες, ραδιολαρίτες, σερπεντινίτες κ.λ.π.).

Τα παραπάνω ορυκτά προέρχονται από την αποσάθρωση των πετρωμάτων της γειτονικής ξηράς και αντανακλούν την πρωτογενή ορυκτολογία τους. Ο χαλαζίας προέρχεται από τους νεογενείς σχηματισμούς, τους σχιστολίθους και τους ραδιολαρίτες. Ο ασβεστίτης από τους ασβεστολίθους της γειτονικής ξηράς και ένα μικρό μόνο ποσοστό είναι χημικής ή οργανικής προέλευσης. Ο σερπεντίνης από το οφιολιθικό κάλυμμα, ο δολομίτης από τους δολομιτιωμένους ασβεστολίθους, οι άστριοι κυρίως από τα νεογενή και τα αργιλικά ορυκτά από τα νεογενή και τις εξαλλοιώσεις των οφιολιθικών πετρωμάτων.

6.2 ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ ΤΩΝ ΑΚΤΟΛΙΘΩΝ

Προχειμένου να μελετήσουμε την ορυχτολογική σύσταση των αχτόλιθων έγινε δειγματοληψία επιλεγμένων δειγμάτων κατά μήχος παράχτιων πάγχων αυτών. Η εργαστηριαχή έρευνα περιελάμβανε εξέταση λεπτών τομών σε πολωτικό μιχροσχόπιο.

Οπως διαπιστώθηκε από την ορυκτολογική εξέταση στις λεπτές τομές, τα επικρατούντα ορυκτά είναι: Ανθρακικά, Χαλαζίας, Αστριοι, Πυρόξενοι, Οξείδια του σιδήρου καθώς και μικρότερες αναλογίες σε μαρμαρυγία, ακτινόλιθο, επίδοτο, σερπεντίνη και χλωρίτη.

7.ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

- Η υποθαλάσσια παραλία με βάση το μέσο μέγεθος χαλύπτεται από χονδρόκοχκη άμμο, ενώ η ζώνη κυματογής και υπερθαλάσσια παραλία από χαλίκια που υποδηλώνουν περιβάλλον υψηλής ενέργειας.
- Από τη διεφεύνηση της μεταβολής του μέσου μεγέθους συμπεφαίνεται ότι η κυματική δφάση είναι εντονότεφη στο βόφειο τμήμα της ακτής και ασθενέστεφη στο νότιο.
- Από τη σταθερά απόκλισης παρατηρείται μια τάση για καλύτερη διαβάθμιση των ιζημάτων προς τα νότια.
 Αυτό σε συνδυασμό με τις τιμές του μέσου μεγέθους δείχνει μείωση της δυναμικής ενέργειας από βορρά προς νότο. Επίσης φαίνεται ότι προς βορρά αυξάνεται η δράση των κυμάτων και των ρευμάτων.
- Οσον αφορά τη λοξότητα, επικρατούν οι θετικές τιμές και μόνο μικρό ποσοστό δειγμάτων εμφανίζει αρνητικές.
- Διαπιστώνεται μια τάση απόθεσης των λεπτομερών υλικών στο νότιο τμήμα του κόλπου σε αντίθεση με το βόρειο τμήμα που αυτά απομακρύνονται με τη δράση των κυμάτων και των ρευμάτων.
- Η ορυκτολογική ανάλυση των ιζημάτων από τις τρεις ζώνες έδειξε ότι όλα τα δείγματα χαρακτηρίζονται από μεγάλα ποσοστά χαλαζία, ασβεστίτη, σερπεντίνη (χρυσοτίλης) και σε μικρότερες αναλογίες απαντούν ο δολομίτης, τα πλαγιόκλαστα και τα αργιλικά ορυκτά (χλωρίτης-καολινίτης).
- Επίσης η ορυχτολογική εξέταση σε λεπτές τομές από ακτόλιθους έδειξε ότι επικρατούντα ορυχτά είναι: ανθρακικά, χαλαζίας, άστριοι, πυρόξενοι, οξείδια του σιδήρου, καθώς και μικρότερες αναλογίες σε μαρμαρυγία, ακτινόλιθο, επίδοτο, σερπεντίνη και χλωρίτη.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ΑΛΕΞΟΥΛΗ ΛΕΙΒΑΔΙΤΗ ΑΛΙΚΗ (1990): Ιζηματολογική και ορυκτολογική έρευνα των ιζημάτων της παραλίας του Κυπαρισσιακού κόλπου. Γ' Πανελλήνιο Συμπόσιο Ωκεανογραφίας & Αλιείας,124-146, Αθήνα.
- COLLIER R.E. and DART C.J. (1991): Neogene to quaternary rifting sedimentation and uplift in the Corinth Basin Greece.J.Geol, Soc. London, 148, 1049-1065

FOLK R.L. (1974): Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publishing Co., Austin, Texas.

FRIEDMAN G.M. (1967): Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. I.Sed. Petrol., 37, 327-354.

- ΚΟΝΙΣΠΟΛΙΑΤΗΣ Ν., ΒΑΡΝΑΒΑΣ Σ., ΠΑΝΑΓΟΣ Α. (1993): Λιθολογικά καί ορυκτολογικά χαρακτηριστικά των παράκτιων υποθαλάσσιων ιζημάτων του Λακωνικού κόλπου. 3ο Πανελλήνιο Γεωγραφικό συνέδριο τομ.Β', 361-379.
- ΜΕΤΤΟΣ Α., ΡΟΝΤΟΓΙΑΝΝΗ Θ., ΒΑVAY PH.(1986): Οι πλειοπλειστοκαινικές αποθέσεις περιοχής Σουσακίου Αγ. Θεοδώρων (Κορινθίας). Στρωματογραφία, παραμόρφωση. Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, 20 (2), 91-111.

SHEPARD F.P. (1976): Eustacy and geoid changes. J. Geol. 84, 123-151

SPENCER P.W. (1963): The interpretation of grain-size distribution curves of clastic sediments. J. Sedim. Petrol., 33, 180-190.

Η ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΚΑΙ ΑΝΑΠΤΥΞΗ ΤΡΑΠΕΖΩΝ ΜΕΤΑΠΛΗΡΟΦΟΡΙΩΝ: ΤΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ EUMARSIN ΓΙΑ ΤΑ ΔΕΙΓΜΑΤΑ ΘΑΛΑΣΣΙΩΝ ΙΖΗΜΑΤΩΝ* Κ. ΠΕΡΙΣΟΡΑΤΗΣ¹, Α. ΑΝΔΡΙΝΟΠΟΥΛΟΣ¹, Ε. ΖΗΜΙΑΝΙΤΗΣ¹ ΚΑΙ Π. ΖΑΧΑΡΑΚΗ¹

ΣΥΝΟΨΗ

Το πρόγραμμα EUMARSIN (1998-2000) είχε στόχο την δημιουργία μιας τράπεζας μεταπληροφοριών που θα περιέχει πληροφορίες για τα δείγματα θαλασσίων ιζημάτων που έχουν συλλεχθεί από τις ευρωπαϊκές θάλασσες. Η τράπεζα μεταπληροφοριών έχει καταχωρηθεί ως ιστοσελίδα στο διαδίκτυο και σήμερα περιέχει πληροφορίες για πάνω από 180.000 σημεία δειγματοληψίας ιζημάτων. Το έργο αυτό πραγματοποιήθηκε από τις Υπηρεσίες Υποθαλάσσιας Γεωλογίας των Γεωλογικών Ινστιτούτων της Ευρωπαϊκής Ένωσης με χρηματοδότηση της Ευρωπαϊκής Επιτροπής στο πλαίσιο του προγράμματος MAST III. Τα στοιχεία της τράπεζας προήλθαν από περισσότερα από 110 Ευρωπαϊκά Ερευνητικά Ιδρύματα που ασχολούνται με την θαλάσσια έρευνα.

SUMMARY

The project EUMARSIN (European MARine Sediment Information Network), is an international scientific project financed by the European Community and its aim has been the development of an internet retrievable metadatabase containing the marine sediment samples collected from the European Seas. The project, with duration of two years, started on November 1998 and ended on October 2000.

This paper elucidates the concerted activities of the partners participating in the project and represent the Marine Geology Departments of the Eurogeosurveys (ERG) now called Geological Survey Organizations (GSOs) of the European Union maritime countries, with the additional participation of a private company specialized on marine data management.

The metadata can be accessed on the EU-SEASED Website through both an alphanumeric search and retrieval interface and by a geographical interface which allows the user to define an area of interest on a scrollable map showing the distribution of the seafloor sample/core locations.

The EUMARSIN metadatabase now contains approximately 180.000 seabed samples collected by the Geological Surveys and other research organizations, universities, hydrographic offices and commercial companies in Europe. The metadatabase will be regularly updated by the partners on an on-line data entry system which will allow other organizations to contribute their metadata either retrospectively or as new data.

The outcome of the EUMARSIN project, will be the successful establishment of the http://www.eu-seased.net marine sediment metadatabase and the development of analogous databases in each Geological Institute with the same specifications. This constitutes the first pan-European metadatabase in the marine geoscience field.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Μεταπληφοφορία, Τράπεζα μεταπληφοφοριών, Θαλάσσια ιζήματα, Δείγμα υποθαλάσσιων ιζημάτων.

KEY WORDS: Metadata, Metadatabase, Marine sediments, Marine sediment sample.

ΕΙΣΑΓΩΓΗ-ΙΣΤΟΡΙΚΟ

Είναι γνωστό ότι η δραστηριότητα των Ερευνητικών Ινστιτούτων στον θαλάσσιο χώρο περιοριζόταν μέχρι πριν μερικά έτη στην αντιμετώπιση των εθνικών προτεραιοτήτων έρευνας κάθε χώρας. Όμως από την μια πλευρά η επέκταση της οικονομικής ζώνης στα 200 μίλλια, γεγονός που έκανε τον ευρωπαϊκό θαλάσσιο χώρο σχεδόν τριπλάσιο αυτού της ξηράς, και από την άλλη η ανάγκη αντιμετώπισης σε διακρατικό επίπεδο προβλημάτων, όπως ο τρόπος μεταφοράς και απόθεσης των ιζημάτων στη θάλασσα και η διάχυση των ρύπων, άλλαξαν

^{*} THE ESTABLISHMENT AND DEVELOPMENT OF METADATABASE: THE PROGRAM EUMARSIN FOR THE MARINE SEDI-MENT SAMPLES.

^{1.} ΙΓΜΕ, Δ/νση Γεν.Γεωλογίας και Χαρτ/σεων, Μεσογείων 70, Αθήνα

τον προσανατολισμό των ερευνητικών προσπαθειών. Ετσι έγινε απαραίτητο να σχεδιαστούν και να πραγματοποιηθούν ερευνητικά προγράμματα διακρατικού χαρακτήρα.

Για τον σκοπό αυτό τα Γεωλογικά Ινστιτούτα των κρατών-μελών της Ευρωπαϊκής Ένωσης (ΕΕ) δημιούργησαν την Ένωση Ευρωπαϊκών Γεωλογικών Ινστιτούτων (Eurogeosurveys: Association of European Geological Surveys), με στόχο την αντιμετώπιση των γεωλογικών προβλημάτων σε κάθε πεδίο των γεωεπιστημών μια και τα γεωλογικά Ινστιτούτα είναι κάτοχοι της μεγαλύτερης σε όγκο γεωπληροφορίας κάθε χώρας (Annells, 1996). Μάλιστα σε κάθε γεωεπιστημονικό πεδίο δημιουργήθηκε και μια ομάδα εργασίας όπου συμμετείχαν όλες οι χώρες, με συντονιστή ένα γεωεπιστήμονα μιας χώρας-μέλους.

Στο αντιχείμενο της θαλάσσιας γεωλογίας, τον συντονισμό της αντίστοιχης ομάδας ανέλαβε το ΙΓΜΕ με την Υπηρεσία Υποθαλάσσιας Γεωλογίας. Η ομάδα εργασίας διαπίστωσε ότι ήταν απαραίτητη η δημιουργία ενός «ευρετηρίου» των θαλασσίων ιζημάτων που έχουν συλλεχθεί από τις ευρωπαϊκές θάλασσες. Δηλαδή η οργάνωση μιας τράπεζας μεταπληροφοριών δεδομένων δειγμάτων θαλασσίων ιζημάτων (marine sediment sample metadatabase), (Perissoratis et.al. 2000).

ΤΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ EUMARSIN

Στην σύγχρονη ορολογία των ψηφιαχών τραπεζών δεδομένων, με τον όρο metadata (αλλού ονομάζεται metafiles), εννοείται η καταχώρηση των στοιχείων (data) με βάση τα απαραίτητα χαρακτηριστικά γνωρίσματα που προσδιορίζουν και περιγράφουν τα βασικά δεδομένα. Η μορφή είναι ίδια για όλα τα στοιχεία έτσι ώστε να συγκροτηθεί η αντίστοιχη τράπεζα μεταπληροφοριών (metadatabase). Ο ορισμός των metadata, σύμφωνα με τον Διεθνή Οργανισμό Τυποποίησης (International Standardization Organization, 150 TC 211) προϋποθέτει την δημιουργία κοινώς αποδεκτής ορολογίας και περιγραφής γιά τον προσδιορισμό και καθορισμό συλλεχθέντων στοιχείων. Ο κανονισμός δεν ορίζει πως θα οργανωθεί η πληροφορία στο σύστημα Η/Υ, αλλά όμως καθορίζει ότι τα metadata θα δίνουν την βασική πληροφορία για το περιεχόμενο, την ποιότητα, τις συνθήκες και τα συναφή χαρακτηριστικά του στοιχείου, έτσι ώστε ο χρήστης να μπορεί να γνωρίζει εάν το δεδομένο αυτό είναι το κατάλληλο γιά να χρησιμοποιηθεί για τον σκοπό που το θέλει.

Η πρόταση λοιπόν στην Ευρωπαική Επιτροπή (ΕΕπ) ήταν να χρηματοδοτηθεί ένα πρόγραμμα που θα δημιουργούσε μια metadatabase για όλα τα δείγματα θαλασσίων ιζημάτων που υπήρχαν σε πρώτη φάση στα Γεωλογικά Ινστιτούτα και μετέπειτα σε όλα τα άλλα Ευρωπαϊκά Ιδρύματα που δραστηριοποιούνται στις θαλάσσιες έρευνες. Τελικός σκοπός θα ήταν η δημιουργία μιας ιστοσελίδα της τράπεζας μεταπληροφοριών στο διαδίκτυο που θα ήταν διαθέσιμη σε κάθε χρήστη για παροχή των ζητουμένων στοιχείων. Για την οργάνωση και συγκρότηση του λογισμικού της τράπεζας μετείχε στο έργο και η Ολλανδική εταιρεία λογισμικού MARIS. Η σχετική πρόταση με το όνομα EUMARSIN (EUropean MARine Sediment Information Network) υπεβλήθηκε από το IΓΜΕ, ως συντονιστή, στην ΕΕπ την άνοιξη του 1998 και εγκρίθηκε η χρηματοδότησή του με έναρξη του Νοέμβριο του ίδιου έτους. Η διάρκεια του ήταν διετής.

Κατά ευνοϊκή συγκυρία την ίδια περίοδο είχε εγκριθεί προς χρηματοδότηση και άλλο ένα πρόγραμμα, το EUROCORE, παρόμοιο με το EUMARSIN με αντικείμένο την δημιουργία τράπεζας μεταπληροφοριών αλλά για τους πυρήνες ιζημάτων που είχαν συλλεχθεί από θαλάσσιες περιοχές και εκτός ΕΕ (Rothwell, 2000). Τα δύο προγράμματα αν και είχαν διαφορετικό αντικείμενο και περιοχή εφαρμογής, συμφωνήθηκε να δημιουργήσουν ένα κοινό σημείο εισόδου στο διαδύκτιο, το http://www.eu-seased.net, και μια κοινή ονομασία της τράπεζας στο διαδύκτιο, την eu-seased.

ΕΞΕΛΙΞΗ ΚΑΙ ΠΡΑΓΜΑΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΟΥ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑΤΟΣ

Ενας από το κύριους στόχους του προγράμματος EUMARSIN ήταν φυσικά η καθιέρωση κοινώς αποδεκτών χαρακτηριστικών για τα δείγματα ιζημάτων. Αυτά τα χαρακτηριστικά διαχωρίστηκαν σε «υποχρεωτικά» (mandatory) και "μη υποχρεωτικά" (optional, πίνακας I). Η έννοια των δύο κατηγοριών χαρακτηριστικών είναι ότι ο χορηγός-κάτοχος των στοιχείων είχε υποχρέωση να παραθέτει τα πρώτα, ενώ για τα δεύτερα αρκούσε η διευκρίνηση εάν αυτά υπάρχουν ή όχι. Στα υποχρεωτικά περιλαμβάνονται ο αύξων αριθμός του δείγματος, ο αριθμός εργαστηρίου του δείγματος, οι γεωγραφικές συντεταγμένες του, το είδος του δειγματολήπτη και ο κάτοχος του δείγματος. Σε ότι αφορά τα μη υποχρεωτικά υπάρχει ένα πλήθος πληροφοριών (πάνω από 20) που αναφέρονται στα λιθολογικά, κοκκομετρικά, γεωχημικά, γεωτεχνικά και άλλα χαρακτηριστικά του δείγματος. Ακόμη περιλαμβάνεται η γεωλογική ηλικία του, καθώς και η ημερομηνία και το ερευνητικό πρόγραμμα κατά το οποίο συνελλέγη.

Τέλος ένα επί πλέον χαφακτηφιστικό του προγφάμματος είναι ότι παφέχει και πληφοφοφίες για όλους τους χάφτες θαλασσίων ιζημάτων που έχουν εκδοθεί στις ευφωπαϊκές θάλασσες από τα Γεωλογικά Ινσπτούτα.

ΠΙΝΑΚΑΣ Ι:ΚΑΘΟΡΙΣΜΟΣ ΧΑΡΑΚΤΗΡΩΝ ΤΩΝ ΔΕΙΓΜΑΤΩΝ ΣΤΗΝ ΤΡΑΠΕΖΑ ΜΕΤΑΠΛΗΡΟΦΟΡΙΩΝ TABLE I: DEFINITION OF SEDIMENT METADATA CHARACTERISTICS

ΥΠΟΧΡΕΩΤΙΚΑ	ΜΗ ΥΠΟΧΡΕΩΤΙΚΑ
Αριθμός καταγραφής Α/Α δείγματος Είδος καταγραφής Συντεταγμένες Συσκευή δειγματοληψίας Κάτοχος δείγματος	Κατάσταση δείγματος Συνθήκες αποθήκευσης Αριθμός δείγματος στο εργαστήριο Αντικειμενικότητα μέτρησης (*) Επεξεργασίες στο δείγμα Γεωγραφική περιοχή Μετρήσεις (κυρίως γεωτεχνικές- γεωχημικές) Βάθος δειγματοληψίας (επιφάνεια ή υπόστρωμα Περιγραφή θέσης (*) Φυσιογεωγραφική περιοχή Σύστημα προσανατολισμού Μήκος πυρήνα, δείγματος Βάθος θαλάσσης Βάθος διείσδυσης πυρήνα/δείγματος Βάθος διείσδυσης πυρηνολήπτη/ δειγματολήπτη Διάμετρος πυρήνα/δείγματος Ημερομηνία συλλογής Τίτλος έκθεσης Ηλικία της βάσης του δείγματος/πυρήνα Κύριος λιθολογικός τύπος ιζήματος (*) Κατάλογος χαρτών Βιβλιογραφία Σχόλια (*)

(*):Χαρακτηριστικά που αναφέρονται περιγραφικά.

Η τράπεζα μεταπληφοφοριών EUMARSIN έχει συντονιστεί και συνδέεται με την ανάλογη τράπεζα μεταπληφοφοριών GEIXS (Geological Information Exchange System) που περιλαμβάνει τα γεωλογικά στοιχεία της ευρωπαϊκής ξηράς, καθώς και με την τράπεζα μεταπληφοφοριών της Δ/νσης Ωκεανών και Ατμόσφαιρας των ΗΠΑ (NOAA).

Παράλληλα προς την τράπεζα στην ιστοσελίδα EU-SEASED υπάρχει ειδική καταχώρηση με τις πρόσφατες δραστηριότητες των Γεωλογικών Ινστιτούτων στην θάλασσα όπως και τα συναφή συνέδρια και σεμινάρια.

Για την ευρύτερη πληροφόρηση του επιστημονικού κοινού τυπώθηκαν και διανεμήθηκαν, στα ενδιαφερόμενα Ινστιτούτα σε συνέδρια και συναντήσεις, εγχειρίδια, φυλλάδια, CD και άλλο πληροφοριακό υλικό.

ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Σε πρώτη φάση έγινε από τους μετέχοντες μια αποτίμηση των δεδομένων που υπήρχαν σε κάθε Γεωλογικό Ινστιτούτο και ακολούθησε η ψηφιακή ομογενοποίηση τους με βάση τα επί μέρους χαρακτηριστικά που είχαν συμφωνηθεί τόσο τα υποχρεωτικά όσο και τα μη υποχρεωτικά. Στη συνέχεια σε κάθε χώρα υπήρξε επαφή και συνεργασία μεταξύ των φορέων που έχουν συλλέξει ιζήματα και πυρήνες στον θαλάσσιο χώρο. Στην Ελλάδα το IΓΜΕ συνεργάστηκε με τα σχετικά Ινστιτούτα και Ιδρύματα από τα οποία, το ΕΚΘΕ, το IΘΑΒΙΚ, το Πανεπιστήμιο Πατρών, το Πανεπιστήμιο Αθηνών, το ΕΜΠ, η Υδρογραφική Υπηρεσία του ΓΕΝ καθώς και το γερμανικό Ιδρυμα GEOMAR, διέθεσαν τα δεδομένα που είχαν για τον εμπλουτισμό της τράπεζας.

Χώρα	Δείγματα Γεωλ.Ινστ.	Καταχωρηθέντα	Υπόλοιπο	Δείγματα ΆλλωνΙδρυμάτων	Καταχωρηθέντα	Υπόλοιπο
Νορβηγία	2320	2320	0	9419	5550	3869
Φιλανδία	739	739	0	275	33	242
Σουηδία	4179	4179	0	395	0	395
Δανία	8066	8066	0	0	0	0
Ην.Βασίλειο	31.200	31.200	0	53.000	28.362	24638
Γερμανία	16.567	16.567	0	16.713	16.713	0
Ολλανδία	16.778	16.778	0	6.095	6.095	. 0
Βέλγιο	1697	1.583	114	1450	1450	0
Ιρλανδία	610	610	0	0	0	0
Γαλλία	16.851	16.851	0	28.155	0	28155
Ισπανία	9720	9720	0	22000	3992	18008
Πορτογαλία	2195	665	1530	3000	0	3000
Ελλάδα	2.875	2.875	0	4.421	2.609	1812
Ιταλία	2365	2365	0	2600	2055	545
Σύνολο	116162	114518	1644	147523	66.859	80664

ΠΙΝΑΚΑΣ ΙΙ: ΑΡΙΘΜΟΣ ΔΕΙΓΜΑΤΩΝ ΤΡΑΠΕΖΑΣ ΜΕΤΑΠΛΗΡΟΦΟΡΙΩΝ TABLE II: NUMBER OF EUMARSIN SAMPLES

Συνολικός	Αριθμός	Καταχωρηθέντα	Υπόλοιπο	
	263685	181377	82308	

Συνολικά, σε όλα τα κράτη της Ευρωπαϊκής Ενωσης έγινε επικοινωνία με άλλα 373 Ιδρύματα που δραστηριοποιούνται στον θαλάσσιο χώρο, από τα οποία 113 συνεργάστηκαν για την εισαγωγή των δεδομένων τους.

Μετά την ολοκλήφωση του προγράμματος EUMARSIN, που τυπικά έγινε τον Οκτώβριο του 2000, η τράπεζα μεταπληροφοριών φυσικά εξακολουθεί να εμπλουτίζεται, και έτσι στο τέλος του 2000 υπήρχαν καταχωομμένα 181.377 σημεία δειγματοληψίας από όλες τις ευρωπαϊκές θάλασσες, από τα οποία 114.518 είναι δείγματα από τα γεωλογικά Ινστιτούτα και τα υπόλοιπα 66.859 από τα άλλα Ιδρύματα. Στο άμεσο μέλλον αναμένεται να προστεθούν άλλα 80.664 με τον συνολικό αριθμό να ξεπερνά τα 260.000 δείγματα (πίνακας ΙΙ).

Για την EU-SEASED υπάρχει πρόβλεψη να διατηφηθεί, τα επόμενα τρία έτη για συνεχή βελτίωση με χρηματοδότηση των Eurogeosurveys. Με την τελική του σημερινή μορφή το πρόγραμμα στην ιστοσελίδα δίνει την δυνατότητα στον χρήστη να επιλέγει την πληροφορία είτε μέσω γεωγραφικού χάρτη (επιλογή σημείου) είτε με περιγραφή του ζητουμένου δείγματος με ερωτηματολόγιο. Για συμπληρωματικές επί πλέον πληροφορίες ο ενδιαφερόμενος χρήστης θα μπορεί να επικοινωνεί κατ΄ ευθείαν με τον κάτοχο των στοιχείων.

ΠΡΟΟΠΤΙΚΕΣ

Η παρουσία και η δημιουργία της τράπεζας μεταπληροφοριών δειγμάτων και πυρήνων των θαλασσίων ιζημάτων έχει προξενήσει το ιδιαίτερο και έντονο ενδιαφέρον όχι μόνο της επιστημονικής κοινότητας αλλά και άλλων χρηστών. Αλλωστε σκοπός του προγράμματος ήταν η χρήση των πληροφοριών αυτών να γίνεται από οποιονδήποτε θα ήθελε να μάθει για τον ευρωπαϊκό θαλάσσιο πυθμένα από την ακαδημαϊκή και την επιστημονική κοινότητα μέχρι τις διάφορες εταιρείες που κάνουν έργα στον πυθμένα ή τις περιβαλλοντικές οργανώσεις και τα εκπαιδευτικά ιδρύματα.

ΠΙΝΑΚΑΣ ΙΙΙ TABLE III



"Επισκέψεις" στην ιστοσελίδα EU-SEASED ανά μήνα το έτος 2000 EU-SEASED Web-site 'Hits' per month during the year 2000

Τα αποτελέσματα της χρήσης είναι πράγματι εντυπωσιαχά (πίναχας ΙΙΙ). Γαι το έτος 2000, κατά το μεγαλύτερο μέρος του οποίου η τράπεζα δεν είχε ολοκληρωθεί, έγιναν συνολικά 265.905 επισκέψεις από 62 χώρες, ενώ περίπου 12.000 ήταν οι χρήστες που αναζήτησαν στοιχεία για ενημέρωση και/ή χρήση. Μάλιστα οι εταιρείες που ασχολούνται με εγκαταστάσεις στον θαλάσσιο πυθμένα έχουν συστήσει στα στελέχη τους, για κάθε προμελέτη έργου να συμβουλεύονται την τράπεζα EU-SEASED.

Μετά την αναμφισβήτητη επιτυχία του έργου EUMARSIN, η Ευρωπαϊκή Επιτροπή έχει εγκρίνει στο πλαίσιο του 5ου προγράμματος – πλαισίου για την έρευνα και

άλλο ένα πρόγραμμα το EUROSEISMICS (με τριετή διάρχεια 2001-2004), που έχει στόχο την δημιουργία τράπεζας μεταπληροφοριών με τα στοιχεία σεισμικών καταγραφών. Η τράπεζα αυτή θα ενσωματωθεί στην ήδη υπάρχουσα EU-SEASED οπότε ο χρήστης θα έχει πλήρη εικόνα του ευρωπαϊκού θαλάσσιου πυθμένα από γεωλογική άποψη.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ANNELLS,R.A., 1996. Eurogeosurveys: The national geological surveys combine to map a way forward for the total environment of the European Union. Episodes, v.19, No3, p.61-65.
- PERISSORATIS, C., STEVENSON A., GUENNOC P., THORSNESS, T., ANNELLS, R., DAVIS, P., 2000. European Marine Sediment Information Network (EUMARISN)-An internet database of seafloor samples from the European Seas. Eurocean 2000 conf. Proceed. V.I., p.301-304, E.C., DGXII publ.
- ROTHWELL, R.G., 2000. Using the internet to access the European seafloor sample archive: The EUROCORE and EU-SEASED projects. Eurocean 2000 conf. Hamburg,

Germany, proceed., v.I., p.351-356, E.C., DGXII publ.



Ο ΡΟΛΟΣ ΤΩΝ ΠΑΛΙΡΡΟΪΚΩΝ ΡΕΥΜΑΤΩΝ ΣΤΗ ΣΥΓΧΡΟΝΗ ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΝΕΣΗ ΤΟΥ ΔΙΑΥΛΟΥ ΑΥΛΙΔΑΣ (ΝΟΤΙΟΣ ΕΥΒΟΪΚΟΣ ΚΟΛΠΟΣ) Σ.Ε. ΠΟΥΛΟΣ¹, Π.Γ. ΔΡΑΚΟΠΟΥΛΟΣ², Σ.Ν. ΛΕΟΝΤΑΡΗΣ¹, Ε. ΤΣΑΠΑΚΗΣ² ΚΑΙ Ε. ΧΑΤΖΗΓΙΑΝΝΗ²

ΣΥΝΟΨΗ

Στον δίαυλο (Λιμένας) της Αυλίδας βρέθηκε ότι τα παλιρροϊκά ρεύματα κατά την φάση της αμπώτιδας είχαν ταχύτητες κοντά στον πυθμένα 11-35 cm/s, οι οποίες του ασκούν διατμητικές τάσεις ικανές αφενός να επαναιωρήσουν τα επιφανειακά ιζήματα και αφετέρου να παρεμποδίσουν την τελική τους καθίζηση. Έτσι το αιωρούμενο υλικό (η λεπτόκοκκη φάση) μεταφέρεται από την παλίρροια και όταν τελικά καθιζήσει, στην φάση εξασθένησης των παλιρροϊκών ρευμάτων (αλλαγή φοράς τους) ή μέσω της δημιουργίας συσσωματωμάτων, σχηματίζουν λεπτόκοκκες αποθέσεις που καλύπτουν το μεγαλύτερο μέρος του πυθμένα του διαύλου, ενώ οι σχετικά αυξημένες συγκεντρώσεις λεπτόκοκης άμμου (10-40%) στο νότιο τμήμα αποδίδονται στην ύπαρξη των ποταμμοχειμάρων Λήλαντα και μεγάλου Ρέματος.

SUMMARY

The investigated area of Avlida (northern part of the South Evoikos Gulf), which obtained its present shape within Holocene, is characterised by shallow water depths (<12 m) and the presence of muddy sediments. The hydrological regime of the area is governed mainly by the tide (sea level fluctuation 0.25-0.4 m). The water column (in April 1998) found to be almost homogeneous with temperature and salinity to increase progressively with depth from 13.7 $^{\circ}$ C and 34.1 psu (surface) to 14.1 $^{\circ}$ C and 35.7 psu (near bed). Suspended sediment concentrations varied between 1 and 4 mg/l with the highest values observed above the seabed (4-8 mg/l). These values of suspended sediment are relatively high when compared with other coastal areas, as that of Thermaikos Gulf (<1 mg/l). Furthermore, their presence is attributed primarily to the action of tidal currents assisted periodically by the wave activity and human interference i.e. navigation. Especially the high near bed values are associated with the near-bed activity of the tidal currents, which having usually velocities >11 cm/s apply to the seafloor bottom shear velocities capable of causing resuspension of the surficial muddy sediments and inhibiting final deposition of the suspensates. Therefore, the fine-grained sediments are resuspended and subsequently advected by the tidal currents and eventually distributed all over the study area. Finally, the relatively coarse-grained sediments found to be more abundant at the southern part are related to the deltaic progradation within historical times of the torrential rivers Megalo Rema and Lilantas which form the south-end part of the strait of Avlida.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Ίζημα, παλιοροϊκά ρεύματα, Ευβοϊκός Κόλπος **ΚΕΥ WORDS:** Sediment, tidal currents, Evoikos Gulf

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Ο νότιος Ευβοϊκός Κόλπος χαρακτηρίζεται ως ένα σχετικό ρηχό νεοτεκτονικό βύθισμα με το αρχικό στάδιο δημιουργίας του να τοποθετείται στο κατώτερο Μειόκαινο (Λεοντάρης, 1987, Παπανικολάου κ.α., 1988) Η ευρύτερη περιοχή και ειδικότερα η θαλάσσια περιοχή του διαύλου (Λιμένα) της Αυλίδας (Σχήμα 1) έχει λάβει την σημερινή της μορφή μέσα στο Ολόκαινο, τα τελευταία περίπου 6000 χρόνια, μετά δηλαδή από την ολοκλήρωση της ανόδου της θαλάσσιας στάθμης (Λεοντάρης, 1987, Μαρουκιάν κ.α., 1987).

Ο εφευνούμενος θαλάσσιος χώφος επικοινωνεί βόφεια με τον Νότιο Λιμένα πφος δε Νότια και μέσω του στενού της Αυλίδας-Μπουφτζίου με τον κόλπο των Πεταλίων του Νότιου Ευβοϊκού. Το ανάγλυφο του πυθμένα χαφακτηφίζεται από μικφά βάθη (<12 m) και είναι σχετικά ομαλό έχοντας παφάκτιες υποθαλάσσιες κλίσεις της τάξης των 2⁰-4⁰ (Μαφουκιάν κ.α., 1987). Ιζηματολογικά ο πυθμένας καλύπτεται από σύγχφονα ιζήματα τα οποία κοκκομετφικά χαφακτηφίζονται ως λεπτόκκοκα αποτελούμενα από ιλύ και άφγιλο (Σχ. 2) ενώ τα ποσο-

^{*} THE CONTRIBUTION OF TIDAL CURRENTS IN THE SEDIMENTATION OF THE STRAIT OF AVLIDA, SOUTHERN EVOIKOS GULF (GREECE).

^{1.} Τμήμα Γεωλογίας Πανεπιστημίου Αθηνών, Πανεπιστημιούπολη, Ζωγράφου, 157 84, Αθήνα.

^{2.} Ινστιτούτο Θαλάσσιας Βιολογίας Κρήτης, Ηράχλειο Τ.Θ.2214, Ηράχλειο, 71003

στά της ψιλής άμμου χυμαίνονται μεταξύ 5% και 45%. Οι χύριες πηγές χερσαίων υλιχών είναι οι ποταμοχείμαροι το Μεγάλο Ρέμα και ο Λήλαντας που εκβάλουν στο νότιο άχρο της περιοχής μελέτης μας (βλέπε Σχ. 1). Τις τελευταίες όμως δεκαετίες, λόγω της ανθρώπινης παρέμβασης στο χερσαίο χώρο των ποταμοχειμάρρων, έχει περιοριστεί χατά πολύ η παροχή φερτών υλιχών που στην περίπτωση του Μεγάλου Ρέματος μπορεί να θεωρηθεί σήμερα ως αμελητέα.

Το υδρολογικό καθεστώς καθορίζεται κυρίως από το παλιρροϊκό φαινόμενο που στην περιοχή της Αυλίδος



Σχ. 1. : Απλουστευμένος χάρτης της περιοχής μελέτης και θέσεις σταθμών μέτρησης. Fig. 1.: Simplified map of the study area and position of sampling stations.

χαφαχτηφίζεται από μια αυξομείωση της θαλάσσιας στάθμης μεταξύ 0,25 m και 0,40 m, συνοδευόμενη από φεύματα που κατά τις συζυγίες έχουν ταχύτητες 36-50 cm/s, ξεπεφνώντας και τα 60 cm/s με ευνοϊκό άνεμο (Λεοντάφης, 1985, Τσίμπλης, 1997). Τα φεύματα της πεφιοχής καθοφίζονται από τη διαφοφά φάσης των δύο διαφοφετικών κλάδων του παλιφφοιακού κύματος που πφοεφχόμενο από το Αιγαίο εισέφχεται στον βόφειο και νότιο Ευβοϊκό Κόλπο με χφονική διαφοφά που στην παλαιά γέφυφα της Χαλκίδας κυμαίνεται από 1h 15 min έως 1h 45 min (Λεοντάφης, 1985, Βλαχάκης και Τσίμπλης, 1995), όπως επίσης και από την διαφοφά στάθμης μεταξύ του βόφειου και νότιου Λιμένα εκατέφωθεν της παλαιάς γέφυφας της Χαλκίδας.

Στην παρούσα εργασία εξετάζουμε την συμβολή των παλιρροϊκών ρευμάτων στην επαναιώρηση (διάβρωση), μεταφορά, και απόθεση των αιωρούμενων ιζημάτων στην θαλάσσια περιοχή του διαύλου (Λιμένας) Αυλίδας.



Σχ. 2.: Επιφανειαχή κατανομή των διάφορων κοκχομετριχών φάσεων των ιζημάτων (sM: αμμούχος πηλός; sZ: αμμούχος ιλύς; sC: αμμούχος άργιλλος; M: πηλός; Z: ιλύς (σύμφωνα με τον Folk, 1980)).
 Fig. 2.: Spatial distribution of the different textural sedimentary classes (sM: sandy mud; sZ: sandy silt; sC: sandy clay; M: mud; Z: silt (after Folk, 1980)).

2. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Το πρόγραμμα των μετρήσεων εξελίχτηκε το πρώτο δεκαπενθήμερο του Απριλίου 1998 και συμπεριλάμβανε την συλλογή κατακόρυφων κατανομών της θερμοκρασίας, αλατότητας, θολερότητας (turbidity) και των ρευμάτων (ταχύτητα και διεύθυνση) με την χρήση ενός Aquamatic Environmental Profiler. Το θολερόμετρο είναι βαθμονομημένο σε μονάδες FTU (Formazin Turbidity Units) των οποίων η σχέση με την συγκέντρωση σε mg/ l βρέθηκε να είναι 1 FTU » 2mg/l. Παράλληλα, με τη χρήση αρπάγης τύπου Ekman έγινε δειγματοληψία των επιφανειακών ιζημάτων του πυθμένα. Κατά τη χρονική περίοδο των μετρήσεων (10-11/4/98) η θαλάσσια στάθμη προσδιορίστηκε με τη χρήση υφιστάμενου παλιρροϊκού αριθμητικού ομοιώματος υψηλής διακριτότητας (150 m μήκος και 180 m πλάτος και βήμα χρόνου ίσο με 6 s) (Τσιμπλης, 1997) Ο προσδιορισμός του μέσου μεγέθους (Mz) των επιφανειακών ιζημάτων του πυθμένα έγινε σύμφωνα με τον Folk (1980).

Η ικανότητα των ρευμάτων να επαναιωρήσουν (διαβρώσουν) τα ιζήματα του θαλάσσιου πυθμένα μελετήθηκε με βάση τον προσδιορισμό της διατμητικής ταχύτητας u, που κοντά στον πυθμένα (και μέσα στο οριακό στρώμα) δίνεται από την σχέση των Miller et al.(1978):

$$u_* = \sqrt{\tau_0 / \rho} \tag{1}$$

όταν τ, είναι η διατμητική τάση που εξασκεί το ρευστό στον πυθμένα.

$$\tau_0 = C_D \cdot \rho \cdot u_Z^2 \tag{2}$$

όπου $C_{\rm d}$ είναι η σταθερά σύρσης που για συγκεκριμένη απόσταση (z) από τον πυθμένα δίνεται από την σχέση (3) και ρ είναι η πυκνότητα του ρευστού (θαλασσινό νερό '1025 kg/m³)

$$C_D = \left[\kappa / \ln(z/z_o) \right]^2 \tag{3}$$

όταν, κ είναι η σταθερά του von Karman's (κ@0.41) και z_0 εκφράζει την ανωμαλία (υδραυλική) του πυθμένα, της οποίας το μέγεθος δίνεται από την σχέση $z_0 = k_q/30$ (Wright, 1989) όταν k_s είναι η ουσιαστική (πρακτική) ανωμαλία του πυθμένα που στην θεωρητική περίπτωση ενός επίπεδου πυθμένα εκφράζεται από το μέσο κοκκομετρικό μέγεθος του ιζήματος (Mz). Στο φυσικό όμως θαλάσσιο περιβάλλον ο θαλάσσιος πυθμένας λόγω της βενθικής (βιολογικής) δραστηριότητας αλλά και της δράσης των κυμάτων (π.χ. σχηματισμός αμμορυτίδων) παρουσιάζει ανωμαλίες που χαρακτηρίζονται από τιμές k_s που είναι πολύ μεγαλύτερες (της τάξης χιλιοστών αχόμη και εκατοστών) από το μέσο κοκκομετρικό μέγεθος (Nowell et al., 1981, Paola, 1985, Wright, 1989).

Τέλος, η τελική ταχύτητα καθίζησης των λεπτόκοκκων ιζημάτων (διάμετρος κόκκων <0,1 mm) δίνεται από την εξίσωση Rign (1991):

$$w_{s} = \frac{1}{18} \cdot \left(\frac{(\sigma - \rho)}{\rho} \right) \cdot g \cdot \left(\frac{d^{2}}{\sqrt{\rho}} \right)$$
(4)

όπου: (σ) είναι η πυκνότητα του ιζήματος ('2,500 gr/cm³), (d) είναι η μέση διάμετρος των κόκκων και (v) είναι το κινηματικό ιξώδες (=1,1 $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$).

3. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ – ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Τα ρεύματα που μετρήθηκαν στον δίαυλο (Λιμένα) Αυλίδας στην διάρκεια της αμπώτιδας (το εύρος της παλίρροιας ήταν περίπου 10 cm) βρέθηκαν να κυμαίνονται μεταξύ 10 και 40 m/s με τις μεγαλύτερες τιμές να έχουν μετρηθεί στην επιφάνεια και τις χαμηλότερες κοντά στον πυθμένα, όπου τα ρεύματα κινούνται με ταχύτητες μεταξύ 10 και 20 cm/s. Εξαίρεση αποτελεί ο σταθμός 9, όπου η ταχύτητα του ρεύματος κοντά στον πυθμένα πλησίαζε τα 35cm/s. Η φορά των ρευμάτων βρέθηκε να ακολουθεί την γενική φορά της παλίρροιας, ενώ διαφοροποιείται κοντά στον πυθμένα επηρεαζόμενη από την μορφολογία του.

Γενικά η στήλη του νερού εμφανίζεται να είναι σχετικά ομογενοποιημένη (με την θερμοκρασία να αυξάνει και την αλατότητα να μειώνεται προοδευτικά με το βάθος) γεγονός που αποδίδεται στο φαινόμενο της παλίρροιας σε συνδυασμό με το μικρό βάθος (< 12 m) του διαύλου. Οι επιφανειακές τιμές της θερμοκρασίας είναι $15\pm0,7$ °C και της αλατότητας 34,7±0,6 psu, ενώ οι αντίστοιχες τιμές κοντά στον πυθμένα (βάθη >7 m) είναι $13,9\pm0,2$ °C και $35,5\pm0,2$ psu, αντιστοίχως.

Η θολερότητα είναι χαμηλότερη κοντά στην επιφάνεια με τιμές που κυμαίνονται μεταξύ 2 και 4,0 mg/l ενώ παρουσιάζεται αυξημένη (3,5-8,0 mg/l) κοντά στον πυθμένα. Οι τιμές της αυτές είναι γενικά αυξημένες, όταν συγκριθούν με αυτές του Θερμαϊκού Κόλπου (<1 mg/l) (Chronis et al., 1987), άν λάβουμε ότι δεν υπάρχει ουσιαστική στερεοπαροχή από την παρακείμενη ενδοχώρα.

Οι κοκκομετρικές αναλύσεις που έγιναν στους σταθμούς των ρευματομετρήσεων συμφωνώντας καταρχήν με τα αποτελέσματα της μελέτης του Λεοντάρη (1997) δείχνουν ότι πυθμένας καλύπτεται από λεπτόκοκκα ιζήματα (Σχήμα 2), με το βόρειο τμήμα του διαύλου να χαρακτηρίζεται από πιο λεπτόκοκκο υλικό (άμμος <15%) σε αντίθεση με το νότιο τμήμα όπου οι τιμές της άμμου κυμαίνονται μεταξύ 20% και 40% (Πίνακας 1). Η παρουσία του σχετικά χονδρόκοκκου υλικού στο νότιο τμήμα του διαύλου της Αυλίδας (Λιμένας Αυλίδας) πρέπει να οφείλεται στην παρουσία των δυο κυριότερων πηγών χερσαίων ιζημάτων, του ποταμού Λίλαντα και του Μεγάλου Ρέματος που εκβάλλουν εκατέρωθεν του Στενού Αυλίδας-Μπουρτζίου (Σχήμα 1).

Τα ρεύματα που μετρήθηκαν κοντά στον πυθμένα εξασκούν διατμητικές ταχύτητες u, που στην περίπτωση ενός θεωρητικά επίπεδου πυθμένα είναι της τάξης των 0,4-0,9 cm/s. Η κριτική τιμή της διατμητικής ταχύτητας πάνω από την οποία το ρεύμα που την εξασκεί μπορεί να θέσει σε αιώρηση τα ιζήματα του πυθμένα στην περίπτωση του λεπτόκοκκου υλικού (Mz <0,04 mm) πρέπει να είναι μεγαλύτερη από 0,4 cm/s (Miller et al., 1977). Βλέπουμε λοιπόν ότι τα παλιρροϊκά ρεύματα οριακά έχουν την ικανότητα να θέσουν σε αιώρηση τα λεπτόκκοκα ιζήματα στην περίπτωση που η ανωμαλία του πυθμένα οφείλεται μόνο στην κοκκομετρική τους σύσταση. Η ικανότητά τους όμως αυξάνει ουσιαστικά όταν ο πυθμένας παρουσιάζει ανωμαλίες της τάξης ακόμη και ολίγων χιλιοστών που οφείλονται είτε στην βενθική (βιολογική) δραστηριότητα είτε στη δράση των κυμάτων. Για παράγειγμα οι ταχύτητες τριβής για ανωμαλίες της τάξης μόλις των 5 mm είναι μεγαλύτερες από 1 cm/s (Πίνακας 1) ξεπερνώντας ουσιαστικά την κριτική τιμή των 0,4 cm/s.

Αχόμη τα σωματίδια που τίθενται σε αιώρηση, λόγω και του μιχρού μεγέθους τους, χαρακτηρίζονται από

Πίνακας 1. Αποτελέσματα των υδοολογικών και ιζηματολογικών μετρήσεων και αναλύσεων (οι θέσεις των δειγμάτων δίνονται στο Σχ. 1).

Θέση	Βάθος	Ρεύ	ματα	Αμμος	Mz	l	1*	Ws
		(u _s)	(u _z)			ks=Mz	ks=5 mm	
	(m)	(cm/s)	(cm/s)	(%)	(ìm)	(cm/s)	(cm/s)	(cm/s)
1	5,9	28,2	11.6	36,0	1,9	0,5	1,0	0.132
2	6,7	38,2	17.6	2,9	1,5	0,7	1,6	0.009
3	7,8	35,2	16.5	12,4	1,4	0,6	1,5	0.007
4	8,5	22,5	15.1	13,8	1,4	0,6	1,4	0.005
5	8,2	18,1	11.6	6,5	1,3	0,4	1,0	0.004
6	4,2	18,8	16.3	7,2	1,3	0,6	1,5	0.003
7	6,6	30,5	17.7	3,0	1,2	0,6	1,6	0.001
8	7,9	32,5	17.5	14,9	1,4	0,6	1,6	0.005
9	2,5	46,9	34.5	5,1	1,3	1,2	3,1	0.002
10	7,1			12,6	1,3			0.003
11	8,1	18,0	12.5	5,5	1,3	0,5	1,1	0.004
12	8,2	16,3	14.7	4,0	1,3	0,5	1,3	0.003
13	3,5	29,2	18,0	3,9	1,3	0,7	1,6	0.003
14	8,6	48,5	15.9	11,1	1,3	0,6	1,4	0.003
15	6,4	38,8	14.2	41,2	1,7	0,6	1,3	0.058
16	4,2		C	18,3	1,4			0.006
17	6,7	31,8	20.3	36,6	2,0	0,9	1,8	
18	8,7	47,0	11.6			0,0	0,0	0.000
19	4,7			30,5				0.066
20	7,4	36,5	15.8	26,2	1,6	0,6	1,4	0.022
21	7,2	32,1	13.1	20,3	1,5	0,5	1,2	0.011
22	6,7	15,2	16.4	21,7	1,4	0,6	1,5	0.006
23	6,7	14,2	18.1	27,2	1,5	0,7	1,6	0.013
24	12,5	29,5	8.9	49,7	1,9	0,0	0,0	0.152

 Table 1. Results of the hydrological and sedimentological measurements and analyses (locations of the sampling stations are shown on Fig. 1).

<u>Επεξήγηση</u>: Μz: μέσο κοκκομετρικό μέγεθος, u_s: ταχύτητα ρεύματος 0,5 m κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας, u_s: ταχύτητα ρεύματος 0,5 m πάνω από τον πυθμένα, u_s: διατμητική ταχύτητα, Ws: ταχύτητα καθίζησης.

<u>Key:</u> Mz: mean grain size; u_i : current speed 0.5 m below sea surface; u_i : current speed 0.5 m above sea bed; u_i : shear velocity, Ws: settling velocity.

πολύ μικρές ταχύτητες καθίζησης που είναι 1-2 τάξεις μεγέθους μικρότερες από τις τιμές της εξασκούμενης διατμητικής ταχύτητας. Έτσι παραμένουν σε αιώρηση για μακρό χρονικό διάστημα πριν την τελική τους καθίζηση δίνοντας έτσι και την δυνατότητα στα ρεύματα να τα παρασύρουν σε άλλη περιοχή. Έτσι δημιουργούνται αυξημένες συγκεντρώσεις αιωρούμενου υλικού κοντά στο πυθμένα (4-8 g/l), στην ανάπτυξη των οποίων συμμετέχουν ακόμη η κυματική δράση, ιδιαίτερα στις παράκτιες περιοχές, και η ανθρώπινη παρέμβαση μέσω κυρίως της κίνησης φορτηγίδων με βυθίσματα 4-5 m.

Η τελική καθίζηση του αιωφούμενου υλικού αναμένεται να επιτυγχάνεται κατά την εξασθένηση των παλιφφοϊκών κατά την μετάβαση από την πλυμμυφίδα στην αμπώτιδα και τανάπαλιν σε συνδυασμό και με την ανάπτυξη συσσωματωμάτων (flocs) που διαμοφφώνοντας μεγαλύτεφα μεγέθη επιτυγχάνουν και μεγαλύτεφες ταχύτητες καθίζησης. Για παφάδειγμα συσσωματώματα διαμέτφου 100 μm, 200 μm και 500 μm έχουν αντίστοιχες ταχύτητες καθίζησης 0,05 cm/s, 0,08 cm/s και 0,2 cm/s (Gibbs, 1985).

Τέλος οι σχετικά με άλλες περιοχές αυξημένες τιμές σε αιωρούμενο υλικό στα επιφανειακά νερά αλλά και συνολικά στην στήλη του νερού με δεδομένο ότι δεν υπάρχουν συστηματικές και σημαντικές εκφορτήσεις χερσογενούς υλικού, ιδιαίτερα στο βόρειο τμήμα, πρέπει να αποδωθούν στην συνεχή δράση των παλιρροϊκών

ρευμάτων που σε συνδυασμό με την σποραδική δράση των κυμάτων (για ανέμους έντασης >4 Beaufort) αλλά και την συχνή διεύλευση σκαφών που συντελόυν τόσο στην επαναιώρηση των ιζημάτων όσο και στην ομογενοποίηση της υδάτινης στήλης, όπως αυτή προέκυψε και από τις μετρήσεις των τιμών θερμοκρασίας και αλατότητας στη στήλη του νερού.

4. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Ο ρόλος της παλίροοιας στο δίαυλο (Λιμένα) της Αυλίδας λόγω και του μικρού βάθους είναι πολύ σημαντικός στην σύγχρονη ιζηματογένεση καθώς τα παλιρροϊκά ρεύματα (με ταχύτητες 10-40 cm/s) έχουν την ικανότητα να επαναιωρούν τα ιζήματα του πυθμένα, να παρεμποδίζουν την τελική καθίζηση του αιωρούμενου υλικού (λεπτόκοκκη φάση) το οποίο και συμπαρασύρουν σε άλλες περιοχές ανάλογα με την ταχύτητα και την φορά τους. Στην παραπάνω διαδικασία αλλά και στην ομογενοποίηση της υδάτινης στήλης συμμετέχουν βέβαια τόσο η κυματική δράση (για ανέμους >4 B) όσο και η ναυσιπλοΐα.

Ως αποτέλεσμα της επαναιώρησης αλλά και της παρεμπόδισης της καθίζησης του αιρούμενου υλικού είναι και οι αυξημένες συγκεντρώσεις (2-4 mg/l) σε αιωρούμενο υλικό καθόλη τη στήλη του νερού και ιδιαίτερα κοντά στον πυθμένα (4-8 mg/l). Έτσι, τα λεπτόκοκκα ιζήματα μπορεί να μεταφέρονται σε όλη την ευρύτερη περιοχή σχηματίζοντας ιλυο-αργιλλώδεις σύγχρονες αποθέσεις, οι οποίες επικρατούν στο βόρειο τμήμα του Διαύλου (Λίμένα) της Αυλίδας, καθώς στο νότιο τμήμα τα σχετικότερα πιο χονδρόκοκκα ιζήματα (παρουσία μέσης και ψιλής άμμου σε ποσοστά 10-40%) σχετίζεται με τις δελταϊκές αποθέσεις του Μεγάλου Ρέματος και του Λίλαντα ποταμού των οποίων η δράση έχει τεκμηριωθεί τουλάχιστον για τους ιστορικούς χρόνους. Τέλος, η παρουσία άμμου στην υποθαλάσσια παράλια ζώνη τόσο στο βόρειο όσο και στο νότιο τμήμα αποδίδεται στην παράκτια διάβρωση στην οποία προφανώς συμμετέχουν και τα παλιρροϊκά ρεύματα.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ΒΛΑΧΑΚΗΣ Γ.Ν. και ΤΣΙΜΠΛΗΣ Μ.Ν., 1993. Το πρόβλημα του Ευρίπου: Ιστορική ανασκόπήση και προτάσεις. Πρακτικά 4ου Συμποσίου Ωκεανογραφίας και Αλιείας, Ρόδος 26-29/4/1993, σελ. 156-159.
- CHRONIS, G., NYFFELER F., BALOPOULOS, E., LYKOUSIS, V., GODET C.H., & PAPAGEORGIOU, E., 1987. Structures nepheloides benthiques et influence de la marge continentale dans le Golfe de Thermaikos et le Bassin des Sporades. *In: Colloq. Int. Oceangr., Comm. Int. Explor. Sci. Medit.*, pp.25.
- FOLK Ñ.L., 1980. Petrology of Sedimentary Rocks. 183 pp. (Hemphill Publishing Company, Austin, Texas).
- GIBBS R.J., 1985. Estuarine flocs: their size, settling, velocity and density. *Journal of Geophysical Research* 90, 3249-3251.
- LEONTARIS S.N., 1987. Paleogeographic development and gradual evolution of the Deltaic formation of Avlida and Vassiliko-Bourtzi region in the island of Euboa. Α Πανελλήνιο Γεωγραφικό Συνέδριο, τόμος Β, σελ. 153-167, Αθήνα.
- ΛΕΟΝΤΑΡΗΣ Σ.Ν., 1985. Συμβολή στην έφευνα του παλιρφοϊκού φαινομένου του Ευρίπου Χαλκίδας σε σχέση με την ακτογραφική κατάσταση του Β. και Ν. Ευβοϊκού Κόλπου. Αρχείο Ευβοϊκών Μελετών, ΚΣΤ/1985, Αθήνα.
- MAROUKIAN Ç., PAVLOPOULOS K. & LEONTARIS S., 1994. Palaeogeographic evolution of the northern part of South Euvoikos Gulf in the Holocene in relation to ancient coastal settlements. "Cities on the Sea", 2nd International Conference, CAARI, Nicosia, Cyprus.
- MILLER M.C., MCCAVE I.N. & KOMAR P.D., 1978. Threshold of sediment motion under unidirectional currents. Sedimentology 24, 507-527.
- NOWELL A.R.M., JUMARS P.A., AND ECKMAN J.E., 1981. Effects of biological activity on the entrainment of marine sediments. Marine Geology 42: 133-153.

PAOLA C., 1985. A method for spatially averaging small-scale bottom roughness. Marine Geology 66, 291-301.

- PAPANIKOLAOU D., LYKOUSIS V., CHRONIS G. & PAVLAKIS P., 1988. A comparative study of neotectonic basins across the Hellenic arc: the Messiniakos, Argolikos, saronikos and Southern Evoikos Gulfs. *Basin Research* 1, 167-176.
- TSIMPLIS M.N., 1994. Tidal Oscillations in the Aegean and Ionian Seas. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 39, 201-208.
- TSIMPLIS, M.N., 1997. Tides and sea-level variability at the Strait of Euripus, *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 44, 91-101.
- VAN RIJN L.C., 1990. Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas. Aqua Publications, The Netherlands.
- WRIGHT L.D., 1989. Benthic boundary layers of estuarine and coastal environments. *Reviews in Aquatic Sciences* 1, 75-95.

ΑΝΩ ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΗΣ ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΕΣΗ ΣΤΗ ΛΕΚΑΝΗ ΤΩΝ ΒΑΛΕΑΡΙΔΩΝ* Ο. ΤΣΑΛΚΙΤΖΗ¹ ΚΑΙ Γ. ΑΝΑΣΤΑΣΑΚΗΣ¹

ΣΥΝΟΨΗ

Στο ιζηματογενές κάλυμμα του πυθμένα της Λεκάνης των Βαλεαρίδων, στη Δυτική Μεσόγειο, το Άνω Τεταρτογενές αντιπροσωπεύεται από ενδιαστρώσεις τουρβιδιτικών ακολουθιών, συχνά χωρίς δομή και μικρού πάχους ημιπελαγικές παρενστρώσεις πηλού. Οι ευστατικές μεταβολές της στάθμης της θάλασσας, κατά την τελευταία γεωλογική περίοδο, υπήρξαν ο κύριος παράγοντας ελέγχου της ιζηματογένεσης στη λεκάνη.

Η ταχύτητα ιζηματογένεσης ήταν σημαντικώς μεγαλύτερη κατά τα τελευταία 50.000 έτη (42,4-54,6cm/Kyr) από την αντίστοιχη κατά το διάστημα από 50.000-120.000 έτη πριν από σήμερα (≡9,7-13,4cm/Kyr).

ABSTRACT

A detailed sedimentological study has been performed on five long piston cores recovered from the Balearic Abyssal Plain, the largest plain in the Mediterranean Sea. All the cores were dominated by multiple turbidite sequences, most of them displaying pronounced upward fining. The presence of a megaturbidite bed representing a single depositional event is observed in all the cores.

Biostratigraphic correlation of the interlayered pelagic beds, using a high resolution nannofossil zonal scheme, suggests that the sediments in the cores date back to 50-100kyrs BP and that the age of the megabed is less than 50kyrs BP. The sedimentation rates for the last 50kyrs (over 50cm/Kyr) are greater in the northern and central Balearic Plain as compared to the lower sedimentation rates of 40cm/Kyr in the southern margin of the plain. Sedimentation rates (9,7-13,4cm/Kyr) are significantly reduced in the time interval between 50-120kyrs. The emplacement of the megaturbidite and the minor turbidites coincide with the sea level low stands. During these periods, great part of the continental shelf was revealed and processes sush as erosion, transportation and position became more intense.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Άνω Τεταφτογενές, Αβυσσική Πεδιάδα Βαλεαφίδων, ιζηματογένεση, τουφβιδίτης. **ΚΕΥ WORDS:** Late Quaternary, Balearic Abyssal Plain, sedimentation, turbidite.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η Λεκάνη των Βαλεαρίδων είναι η μεγαλύτερη λεκάνη στη Μεσόγειο, καταλαμβάνοντας το μεγαλύτερο τμήμα της Δυτικής Μεσογείου. Φυσιογραφικά αποτελεί μια αβυσσική πεδιάδα, βάθους περίπου 3000m, η οποία περιβάλλεται από το Ευρωπαϊκό και το Αφρικανικό ηπειρωτικό περιθώριο.

Στα πλαίσια του Ευρωπαϊκού Κοινοτικού Προγράμματος MAST II PALAEOFLUX, πραγματοποιήθηκε στις αρχές του 1995 ερευνητική ωκεανογραφική αποστολή στη Μεσόγειο (από Μασσαλία Γαλλίας μέχρι Λεμεσσό Κύπρου), με το Γαλλικό ωκεανογραφικό σκάφος MARION DUFRESNE. Κατά τη διάρκεια του ωκεανογραφικού πλόα, συλλέχθηκαν συνολικά 32 πυρήνες, μέγιστου μήκους 36m, εκ των οποίων 5 προέρχονται από τη Λεκάνη των Βαλεαρίδων (σχ.1).

2. ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΑ ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΓΕΩΛΟΓΙΑ

Η υποθαλάσσια μοφφολογία της Δυτικής Λεκάνης της Μεσογείου κυφιαφχείται στο κεντφικό της τμήμα από τη μεγάλη Αβυσσική Πεδιάδα των Βαλεαφίδων, που οφιοθετείται κυφίως από τη Σαφδηνία και την Κοφσική στα ανατολικά και από τα νησιά Βαλεαφίδες στα δυτικά (σχ.1). Πεφιφεφειακά πεφικλείεται είτε από ευφείες υφαλοκφηπίδες και εκτεταμμένα ηπειφωτικά πεφιθώφια, όπως ο Κόλπος του Λέοντος, ο Κόλπος της Βαλέντσια και η Θάλασσα Αλμπόφαν, είτε πεφισσότεφο ή λιγότεφο απόκφημνα πεφιθώφια, όπως τα Πεφιθώφια Λιγυφίας και Πφοβηγγίας (Biju-Dival et al, 1974, Stanley et al, 1974). Χαφακτηφιστική είναι η παφουσία γύφω από τη λεκάνη τεσσάφων μεγάλων υποθαλάσσιων φιπιδίων –του Ροδανού, του Έβφου, της Βαλέντσια και της Μενόφκα

^{*} LATE QUATERNARY SEDIMENTATION IN THE BALEARIC BASIN

^{1.} Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας, Τομέας Ιστορικής Γεωλογίας & Παλαιοντολογίας, 15784 Ζωγράφου.

(Maldonado & Stanley, 1979, Maldonado et al, 1985)- τα οποία με τη συνεχή τροφοδοσία σε ίζημα μεταβάλλουν την υποθαλάσσια τοπογραφία της λεκάνης.

Η Αβυσσική Πεδιάδα των Βαλεαρίδων δομείται από απολεπτυσμένο φλοιό πάχους 5km και μια ανώτερη ιζηματογενή ακολουθία, της οποίας το πάχος ανέρχεται στα 5-6km (Hsó, 1977). Η ιζηματογενής ακολουθία αποτελείται από τις ακόλουθες τρεις κύριες σειρές (Mauffret et al, 1973, Kidd et al, 1978, Iaccarino & Bossio, 1999, Pierre et al, 1999 και Linares et al, 1999) από τα ανώτερα προς τα κατώτερα τμήματα:



Σχήμα 1: Βαθυμετρικός χάρτης της Λεκάνης των Βαλεαρίδων, όπου σημειώνονται οι θέσεις των πυρήνων. Τα βάθη είναι σε m.

Figure 1: Bathymetric map of the Balearic Basin, depicting the location of the piston cores. Depths in m.

- Μια Πλειοκαινική-Τεταρτογενή σειρά περιηπειρωτικού ή ημιπελαγικού πηλού, με ενδιαστρώσεις αλλόχθονων, βιοκλαστικών ακολουθιών.
- Μια εβαποριτική σειρά ηλικίας Μεσσηνίου, που χωρίζεται σε μια ανώτερη εβαποριτική υποενότητα εναλλαγών μάργας, δολομίτη, ανυδρίτη, γύψου και αλίτη και μια κατώτερη υποενότητα άλατος και
- Μια προ-εβαποριτική σειρά, ηλικίας πιθανόν Μειοκαινικής (παλαιότερης του Μεσσηνίου) και κατά θέσεις πιθανόν Ολιγοκαινικής, με αξιοσημείωτη οριζόντια στρωμάτωση. Πρόκειται για πελαγικά έως ημπελαγικά ιζήματα, μάργες και πηλούς, που αποτέθηκαν σε συνθήκες παρόμοιες με αυτές που επικρατούν σήμερα στην περιοχή.

3. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Η πυρηνοληψία πραγματοποιήθηκε με τη χρήση πυρηνολήπτη με έμβολο, του τύπου Kullenberg, μήκους 40-60m και βάρους 7 τόννων, του Γαλλικού Ινστιτούτου για την Έρευνα και την Τεχνολογία των Πόλων (IFRTP). Λήφθηκαν πυρήνες μήκους από 27m έως 36m.

Στο ίζημα μετρήθηκε η ταχύτητα ήχου και η μαγνητική επιδεκτικότητα. Κατόπιν έγινε φωτογραφήση και σάρωση-διαγράφηση σε αυτόματο μηχάνημα.

Η ιζηματολογική μελέτη περιελάμβανε μακροσκοπική περιγραφή των στρωμάτων, επιλεκτική δειγματοληψία καθώς και χρονολόγηση των ιζημάτων με βάση τα τρηματοφόρα και τα ναννοαπολιθωμάτα (Shipboard scientific party of Marion Dufresne cruise 81, 1995). Τα δείγματα των πυρήνων μεταφέρθηκαν στο Εργαστήριο



Figure 2: Core features of Long Core 1 (LC 1): (1) Graphic log (see fig.3), (2) Grain-size, (3) Median diameter, (4) CaCO₃ content (%) and (5) Density, (Τσαλκιτζή, 1997). Ιζηματολογίας του Πανεπιστημίου Αθηνών, όπου έγινε αναλυτική ιζηματολογική μελέτη, που περιελάμβανε ξήρανση (στους 50°C), μέτρηση πυκνότητας (με το όργανο Accupyc 1300 της Micromeritics), κοκκομετρίας (με το όργανο Sedigraph 5100 της Micromeritics) και ανθρακικών (με τη μέθοδο των Muller & Gastner, 1971), (σχ.2) και εξέταση της ορυκτολογίας (Diffractometer D 5000 της Siemens) και του κλάσματος της άμμου σε διοφθάλμιο μικροσκόπιο.

4. ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΠΥΡΗΝΩΝ

Α. Βιοστρωματογραφία: Στον πυρήνα 1 (LC 1) προσδιορίστηκαν κυρίως είδη *E.huxleyi* (σε ποσοστό >70%) και είδη *G.muellerae*, ενώ απουσιάζουν αντιπρόσωποι των *G.aperta/ericsonii*. Βάσει αυτών ο πυρήνας τοποθετείται στο κατώτερο τμήμα της κοκκολιθικής ζώνης 1, στην βιοζώνη E.huxleyi (Weaver, 1983). Η ηλικία του δεν είναι μεγαλύτερη από 50.000 έτη.

Στον πυφήνα 2 (LC 2) το είδος που επικρατεί μέχρι βάθους 27,3m είναι το *E.huxleyi*, κοκκολιθική ζώνη 1, ενώ σε μεγαλύτερο βάθος επικρατεί το είδος *G.muellerae* με αυξανόμενα ποσοστά του είδους *G.aperta*, γεγονός που δηλώνει κοκκολιθική ζώνη 2. Επομένως στο μεγαλύτερο μέρος του πυρήνα η ηλικία των στρωμάτων είναι μικρότερη των 50.000 ετών, ενώ τα κατώτερα 5,5m του πυρήνα έχουν ηλικία μεγαλύτερη των 50.000 ετών.

Στα πρώτα 23,5m του πυρήνας 4 (LC 4) επικρατεί το είδος *E.huxleyi* και το *G.muellerae*, άφα βρισκόμαστε στην κοκκολιθική ζώνη 1. Η κοκκολιθική χλωρίδα αλλάζει σημαντικά στα 23,5m περίπου. Η *G.oceanica* αρχίζει να επικρατεί ενώ αυξάνεται και η *G.caribbeanica*. Το όριο μεταξύ 1ης και 2ης κοκκολιθικής ζώνης τοποθετείται στα 25m (σχ.3). Η αύξηση της *G.aperta* και η μείωση του *E.huxleyi* στα βαθύτερα στρώματα δηλώνει χρονική τοποθέτηση κοντά στο όριο 2ης και 3ης κοκκολιθικής ζώνης τοποθετείται στασθέτηση κοντά στο όριο 2ης και 3ης κοκκολιθικής ζώνης (σχ.3). Μέχρι βάθος 25m συναντάμε στρώματα ηλικίας μικρότερης των 50.000 ετών, ενώ κάτω από τα 25m οι σχηματισμοί είναι παλαιότεροι των 50.000 ετών και μάλιστα προς τη βάση του πυρήνα πλησιάζουν τα 120.000 έτη.

Το ανώτερο μέρος του πυρήνα 5 (LC 5) μέχρι τα 21,2m ανήκει στην κοκκολιθική ζώνη 1, όπως δηλώνει η επικράτηση του *E.huxleyi*. Κάτω από τα 21,2m η επικράτηση του *G.muellerae* έναντι του *E.huxleyi* δηλώνει κοκκολιθική ζώνη 2, ενώ η επικράτηση του *G.aperta* και η μείωση του *E.huxleyi* σε βάθη μεγαλύτερα των 30m δηλώνει κοκκολιθική ζώνη 3. Τα πρώτα 21m του πυρήνα αποτελούνται από στρώματα ηλικίας μεγαλύτερης των 50.000 ετών και μικρότερης των 120.000 ετών και τα τελευταία 6m από στρώματα ηλικίας μεγαλύτερης των 120.000 ετών.

Τα πρώτα 22m του πυρήνα 6 (LC 6) αντιστοιχούν στην κοκκολιθική ζώνη 1, λόγω της επικράτησης του *E.huxleyi.* Στα βαθύτερα στρώματα η μεγάλη αφθονία του *G.muellerae* οριοθετεί όλο το κάτω μέρος του πυρήνα πιθανώς στην κοκκολιθική ζώνη 2. Τα τελευταία 0,4m όμως ίσως να αντιστοιχούν στο κατώτερο διάστημα της κοκκολιθικής ζώνης 3, όπου επίσης κυρίαρχο είδος χλωρίδας είναι *G.muellerae*. Αυτή η πιθανότητα ενισχύεται και από το γεγονός της αύξησης της *G.caribbeanica*. Τα στρώματα των πρώτων 21,4m του πυρήνα έχουν ηλικία μικρότερη των 50.000 ετών, τα βαθύτερα 9,4m μεταξύ 50.000 και 120.000 ετών και τα τελευταία 0,4m μεγαλύτερη των 120.000 ετών.

Β. Λιθοστρωματογραφία (σχ.3): Ο πυρήνας 1 (LC 1) ελήφθηκε από το βόρειο τμήμα της Αβυσσικής Πεδιάδας. Το μεγαλύτερο τμήμα του πυρήνα συνίσταται από δύο τουρβιδιτικές ακολουθίες, που τη βάση τους αποτελούν λεπτόκοκκοι άμμοι και προς τα πάνω παρουσιάζουν έντονη κοκκομετρική διαβάθμιση. Η ακολουθία που βρίσκεται στο κατώτερο τμήμα του πυρήνα, σε βάθος από 14,7-23,2m, αποτελεί ένα μεγατουρβιδίτη (τουρβιδίτης που έχει πάχος μεγαλύτερο από 2m). Το υπόλοιπο τμήμα του πυρήνα συνίσταται από λεπτόκοκκα στρώματα βαρύτητας με ενδιαστρώσεις πελαγικών αργίλων, τοπικά πλούσιων σε βιογενή κελύφη. Οι λιθοφάσεις παρουσιάζουν φαιά και ελαιόφαια χρώματα.

Ο πυρήνας 2 (LC 2) ελήφθηκε από το κεντρικό τμήμα της Αβυσσικής Πεδιάδας. Το ανώτερο τμήμα του αποτελείται από δύο τουρβιδιτικές ακολουθιές, πάχους 4,5-8m, το μεγαλύτερο τμήμα των οποίων καλύπτεται από τουρβιδιτικό πηλό. Η κατώτερη ακολουθία αποτελεί μεγατουρβιδίτη, που βρίσκεται σε βάθος από 8,8-15,9m. Το κατώτερο τμήμα περιλαμβάνει πολλές ενδιαστρώσεις τουρβιδιτικής άμμου με παρεμβολές από λεπτότερες ακολουθίες ιλύος-πηλού. Οι πιο πολλές ακολουθίες παρουσιάζουν κοκκομετρικές διαβαθμίσεις.

Ο πυρήνας 4 (LC 4) ελήφθηκε από το νοτιο-κεντρικό τμήμα της Αβυσσικής Πεδιάδας. Το άνω τμήμα του αποτελείται κυρίως από ένα μεγάλου πάχους τουρβιδίτη, σε βάθος από 6,1-16,5m, με καλή κοκκομετρική ταξινόμηση από λεπτόκοκκη άμμο σε πηλό.Το κάτω τμήμα αποτελείται από αρκετά μέτρα (περίπου 40m) συνεχών εναλλαγών λεπτόκοκκων τουρβιδιτικών ενδιαστρώσεων.

Ο πυρήνας 5 (LC 5) ελήφθηκε από το νοτιοδυτικό τμήμα της Αβυσσικής Πεδιάδας. Το ανώτατο τμήμα του κυριαρχείται από την ανάπτυξη ενός μεγατουρβιδίτη, σε βάθος από 6,2-11,4m, που αρχίζει με ένα στρώμα πολύ λεπτόκοκκης άμμου και προς τα πάνω μεταπίπτει σε ιλυώδη πηλό. Το κατώτερο τμήμα του πυρήνα συνίσταται από πολλαπλές ενδιαστρώσεις λεπτόκοκκων τουρβιδιτικών στρωμάτων με ελάχιστα ημιπελαγικά



Σχήμα 3: Λιθοστρωματογραφικές κολώνες των πυρήνων. Με διακεκομμένη γραμμή σημειώνεται το άνω και κάτω όριο του μεγατουρβιδίτη. Σημειώνονται επίσης τα όρια 1ης/2ης και 2ης/3ης κοκκολιθικής ζώνης (Τσαλκιτζή, 1997).

Figure 3: Lithostratigraphic columns of the Long Cores. The upper and lower boundaries of the megaturbidite are depicted as dashed lines. The boundaries 1st/2nd and 2nd/3rd coccolithic zones are also indicated (Τσαλχιτζή, 1997).

στρώματα.

Ο πυρήνας 6 (LC 6) ελήφθηκε από το νοτιοανατολικό τμήμα της Αβυσσικής Πεδιάδας και αποτελείται από μια σειρά τουρβιδιτικών στρωμάτων φαιών έως ελαιόφαιων χρωμάτων, μικρού έως μεσαίου πάχους. Στο μεσαίο τμήμα του πυρήνα, σε βάθος από 14,4-20,1m, εμφανίζεται ένας μεγατουρβιδίτης. Στο κατώτερο τμήμα του πυρήνα παρεμβάλονται αρκετά λεπτά ημιπελαγικά στρώματα.

5. ΣΥΖΗΤΗΣΗ-ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

 Στο ιζηματογενές κάλυμμα του πυθμένα της Λεκάνης των Βαλεαρίδων, τα ιζήματα του Ανώτερου Τεταρτογενούς αντιπροσωπεύονται κυρίως από αποθέσεις ροών βαρύτητας.

- Από τις αποθέσεις αυτές, ξεχωρίζει ένα μεγάλης κλίμακας τουρβιδιτικό επεισόδιο (σχ.3). Η βάση του μεγατουρβιδίτη βρίσκεται σε μεγαλύτερο βάθος στο ανατολικότερο τμήμα της λεκάνης (στους πυρήνες 1 & 6), όπου συναντάται σε βάθη 23,2m και 20,1m (αντίστοιχα) από ότι στο κεντρικό (πυρήνες 2 & 4), όπου βρίσκεται στα 15,9m και 16,5m (αντίστοιχα) και στο δυτικό τμήμα (πυρήνας 5), όπου βρίσκεται σε βάθος 11,4m. Το πάχος του μεγατουρβιδίτη είναι μεγαλύτερο στο βόρειο και κεντρικό τμήμα της λεκάνης (πυρήνες 1 & 2), όπου κυμαίνεται από 8,6-7,1m, από ότι είναι στο νότιο (πυρήνες 5 & 6), όπου μειώνεται στα 5,2-5,7m, ενώ το μέγιστο πάχος εμφανίζεται στο νοτιοκεντρικό τμήμα (πυρήνας 4), ανερχόμενο στα 10,4m.
- Η τεφάστια ποσότητα υλικού του μεγατουφβιδίτη έχει μεταφεφθεί από βοφειοδυτικά, μέσω των υποθαλάσσιων κάνυονς του Πεφιθωφίου του Ροδανού ή/και του Έβφου (μέσω της Κοιλάδας της Βαλέντσια και των φαφαγγιών του ομώνυμου φιπιδίου), (Alonso & Maldonado, 1990, Alonso et al, 1991, Gensous et al, 1993, Hsó et al, 1978, Maldonado et al, 1985, Monaco & Mear, 1981, Nelson & Maldonado, 1988, Stanley, 1977, Tesson et al, 1993).
- Οι κύριοι παράγοντες που πυροδότησαν την έναρξη του τουρβιδιτικού ρεύματος, προς τα χαμηλότερα σημεία της λεκάνης, πρέπει να είναι οι ευστατικές ταλαντώσεις της στάθμης της θάλασσας (Rothwell et al, 1998). Οι ευστατικές αυτές μεταβολές υπήρξαν ο κύριος παράγοντας ελέγχου της ιζηματογένεσης στη Δυτική Λεκάνη, στην τελευταία γεωλογική περίοδο, λόγω χέρσευσης μεγάλης περιοχής της υφαλοκρηπίδας και αυξημένης ταχύτητας αποκόμισης, κατά τις απότομες μεταβολές της στάθμης της θάλασσας (Alonso et al, 1990, Alonso & Maldonado, 1990, Nelson & Maldonado, 1988, Torres et al, 1995). Αυτό σε συνδυασμό με τη στρωματογραφική τοποθέτηση της μεγάλης τουρβιδιτικής ακολουθίας πάνω από το όριο 1ης/2ης κοκκολιθικής ζώνης (σχ.3), που χρονικά περιορίζει το συμβάν σε ηλικία μικρότερη των 50.000 ετών από σήμερα, πλησίον δηλαδή της τελευταίας κύριας μεταβολής της στάθμης της θάλασσας, ενισχύει την άποψή μας.
- Ο αριθμός ακολουθιών στρωμάτων με δομή τουρβιδιτική μειώνεται από τα βόρεια (πυρήνες 1 & 2) προς τα νότια (πυρήνες 4, 5 & 6) καθώς κι από τα δυτικά (πυρήνες 2 & 5) προς τα ανατολικά (πυρήνες 1, 4 & 6) τμήματα της λεκάνης. Γενικά η είσοδος της ροής τουρβιδιτικών ρευμάτων είναι συχνότερη κι εντονότερη στα σημεία της λεκάνης (π.χ. πυρήνες 1 & 2) που γειτνειάζουν με τα βορειοδυτικά ηπειρωτικά περιθώρια από τα οποία και τροφοδοτείται η λεκάνη.
- Η ταχύτητα ιζηματογένεσης κατά τα τελευταία 50.000 έτη είναι μεγαλύτερη στο βόρειο και κεντρικό τμήμα της λεκάνης, με τιμές @53,8cm/Ky και 54,6cm/Ky αντίστοιχα και μειώνεται βαθμιαία προς το νότιο τμήμα, όπου παρουσιάζει τιμές 42,4-42,8cm/Ky. Όσον αφορά δε το νότιο τμήμα της λεκάνης (όπου έχουμε και σχηματισμούς ηλικίας μεγαλύτερης των 120.000 ετών και μπορούμε να υπολογίσουμε ταχύτητα ιζηματογένεσης για το διάστημα από 50.000-120.000 έτη πριν από σήμερα), η ταχύτητα ιζηματογένεσης κατά τα τελευταία 50.000 έτη πριν από σήμερα, στο οποίο κυμαίνεται από @9,8-13,4cm/Ky.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ: Η εργασία αυτή πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια του προγράμματος της Ευρωπαϊκής Ένωσης MAST II PALAEOFLUX.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ALONSO, B., FIELD, M.E., GARDENER, J.V. & MALDONADO, A., 1990. Sedimentary evolution of the Pliocene and Pleistocene Ebro margin, northeastern Spain. In: Nelson, C.H. and Maldonado, A. (editors), The Ebro Continental Margin, Northwestern Mediterranean Sea. *Marine Geology*, vol. 95, p. 313-331.
- ALONSO, B. & MALDONADO, A., 1990. Late Quaternary sedimentation patterns of the Ebro turbidite systems (Northwestern Mediterranean): Two styles of deep-sea deposition. In: Nelson, C.H. and Maldonado, A. (editors), The Ebro Continental Margin, Northwestern Mediterranean Sea. *Marine Geology*, vol. 95, p. 353-377.
- ALONSO, B., CANALS, M., GOT, H. & MALDONADO, A., 1991. Sea Valley and Related Depositional Systems in the Gulf of Lion and Ebro Continental Margins. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. 75, no 7, July 1991, p. 1195-1214.
- BIJU-DIVAL, B., LETOUZEY, J., MONTADERT, L., COURIER, P., MUGNIOT, J.F. & SANCHO, J., 1974. Geology of the Mediterranean Sea Basin. In: Burk, C.A. and Drake, C.L. (editors), The Geology of Continental Margin, New York (Springer-Verlas), p. 695-729.
- GENSOUS, B., WILLAMSON, D. & TESSON, M., 1993. Late-Quaternary trangressive and highstand deposits of a deltaic shelf (Rhone delta, France). Spec. Publs Int. Ass. Sediment. (1993), vol. 18, p. 183-197-211.
- HSÜ, K.J., 1977. Tectonic evolution of the Mediterranean basins. In: Nairn, A.E.M., Kanes, W.H. and Stehli, F.G.

(editors), The Ocean Basins and Margins. Plenum Publ. Corp., New York, vol. 4A, p. 29-47.

- HSÜ, K.J., MONTADERT, L., BERNOULLI, D., BIZON, G., CITA, M., ERICKSON, A., FABRICIOUS, F., GARRISON, R., KIDD, R.B., MÉLIÈRES, F., MULLER, C. & WRIGHT, R.C., 1978. Site 371: South Balearic Basin. *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project*, Malaga, Spain to Istanbul, Turkey, April-May 1975, vol. XLII, part 1, Washington, p. 29-48.
- IACCARINO, S.M. & BOSSIO, A., 1999. Paleonvironment of uppermost Messinian sequences in the Western Mediterranean (sites 974, 975 and 978). In: Proceedings of Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 161, p. 529-541.
- KIDD, R.B., BERNOULLI, D., GARRISON, R.E., FABRICIUS, F.H. & MÉLIÈRES, F., 1978. Lithologic findings of DSDP LEG 42A, Mediterranean Sea. In: Hsü, K., Montadert, L., et al (editors). *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project*, vol. XLII, part 1, Washington, p. 1079-1094.
- LINARES, D., GONZÁLEZ-DONOSO, J.M. & F. SERRANO, 1999. Paleoceanographic conditions during the Quaternary at sites 976 (Alboran Sea) and 975 (Menorca Rise) inferred from the planktonic foraminiferal assemblages: basis for a biostratigraphy. In: *Proceedings of Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 161, p. 441-455.
- MALDONADO, A. & STANLEY, D.J., 1979. Depositional patterns and Late Quaternary evolution of two Mediterranean submarine fans: a comparison. *Marine Geology*, vol. 31, p. 215-250.
- MALDONADO, A., PALANQUES, A., ALONSO, B., KASTENS, K.A., NELSON, C.H., O'CONNELL, S. & RYAN, W.B.F., 1985. Physiography and Deposition on a Distal Deep-Sea System: The Valencia Fan (Northwestern Mediterranean). *Geo-Marine Letters (1985)*, vol. 5, p. 157-164.
- MAUFFRET, A., FAIL, J.P., MONTADERT, L., SANCHO, J. & WINNOCK, E., 1973. North-western Mediterranean sedimentary basin from seismic reflection profile. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, vol. 57, p. 2245-2262.
- MONACO, A. & MEAR, Y., 1981. Sedimentary sequences on the north-west Mediterranean margin during the Late Quaternary: a dynamic interpretation. In: Stow, D.A.V. and Piper, D.J.W. (editors), Fine-grained Sediments: Deep-water Prosses and Facies. *Geol. Soc. London Sp. Publ.*, vol. 15, p. 115-125.
- NELSON, C.H. & MALDONADO, A., 1988. Factors Controlling Patterns of Ebro Turbidite Systems, Mediterranean Sea. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. 72, no. 6, p. 698-716.
- PIERRE, C., BELANGER, P., SALIÈGE, J.F., URRUTIAGUER, M.J. & A.MURAT, 1999. Paleoceanography of the Western Mediterranean during the Pleistocene: oxygen and carbon isotope records at site 975. In: *Proceedings of Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 161, p. 481-541.
- ROTHWELL, R.G., THMSON, J. & KÄHLER, G., 1998. Lowsea-level emplacement of a very large Late Pleistocene 'megeturbidite' in the western Mediterranean Sea. *Nature*, vol. 392, 377-380.
- SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY OF MARION DUFRESNE CRUISE 81, 1995. Cruise Report: Mediterranean Giant Piston Coring Transect. MAST II PALAEOFLUX Programme, Marseille, France-Limassol, Cyprus (17th January-9th February, 1995), p. 117.
- STANLEY, D.J., 1977. Post-Miocene depositional patterns and structural displacement in the Mediterranean. In: Nairn, A.E.M., Kanes, W.H. and Stehli, F.G. (editors), The Ocean Basins and Margins. *Plenum Publ. Corp.*, New York, vol. 4A, p. 77-150.
- STANLEY, D.J., McCOY, F.W. & DIESTER-HAASS, L., 1974. Balearic Abyssal Plain: an example of modern basin plain deformation by salt tectonism. *Marine Geology*, vol 17, p. 183-200.
- TESSON, M., ALLEN, G.P. & RAVENNE, C., 1993. Late Pleistocene shelf-perched lowstand wedges on the Rhône continental shelf. *Spec. Publs Int. Ass. Sediment. (1993)*, vol. 18, p. 183-196.
- TORRES, J., SAVOYE, B. & COCHONAT, P., August 1995. The effects of Late Quaternary sea-level changes on the Rhone slope sedimentation (Northwestern Mediterranean), as indicated by seismic stratigraphy. *Journal of Sedimentary Research*, vol. B65, no. 3, p. 368-387.
- ΤΣΑΛΚΙΤΖΗ, Ο.,1997. Άνω Τεταρτογενής ιζηματογένεση βαρύτητας στην Λεκάνη των Βαλεαρίδων (Δυτική Μεσόγειος). Μεταπτυχιακή Εργασία, Πανεπιστήμιο Αθηνών, σελ. 153.
- WEAVER, P.P.E., 1983. An integrated stratigraphy of the Upper Quaternary of the King's Trough flank area, NE Atlantic. *Oceanologica Acta*, vol. 6, p. 451-456.


ΜΕΛΕΤΗ ΜΙΚΡΟΔΟΜΩΝ ΑΡΓΙΛΙΚΩΝ ΙΖΗΜΑΤΩΝ: ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΕ ΜΑΡΓΑΪΚΑ ΙΖΗΜΑΤΑ ΤΗΣ Β. ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΥ* Τ.Α. ΧΡΙΣΤΟΔΟΥΛΟΠΟΥΛΟΥ¹, Π. ΤΣΩΛΗ - ΚΑΤΑΓΑ¹, Γ.Χ. ΚΟΥΚΗΣ¹, Ν. ΚΟΝΤΟΠΟΥΛΟΣ¹

ΣΥΝΟΨΗ

Στην εργασία αυτή αναλύεται ο τρόπος συστηματικής μελέτης των μικροδομικών χαρακτηριστικών αργιλικών ιζημάτων, με βάση τα οποία μπορεί να ερμηνευθεί ο φυσικός και μηχανικός χαρακτήρας τους. Η μελέτη των χαρακτηριστικών αυτών γίνεται κυρίως με τη χρήση ηλεκτρονικού μικροσκοπίου σαρώσεως (SEM) και πολωτικού μικροσκοπίου σε συνδυασμό με μεθόδους ορυκτολογικής ανάλυσης των συστατικών των ιζημάτων και με τεχνικές προσδιορισμού διαφόρων φυσικών-μηχανικών χαρακτήρων τους. Με την εφαρμογή της προτεινόμενης μεθοδολογίας σε δείγματα μαργαοκών ιζημάτων από τη Β. Πελοπόννησο, προσδιορίστηκαν οι εξής τύποι μικροδομών: α)συνδετική-σκελετική, μικτού τύπου, αδρομερώς διεσπαρμένη με χαμηλό βαθμό προσανατολισμού, β)συνδετική, τύπου σύμπηξης, μετρίως διεσπαρμένη με μάτριο βαθμό προσανατολισμού, γ) κρυσταλλική-συγκολλημένη, λεπτομερώς ή μετρίως διεσπαρμένη με χαμηλό βαθμό προσανατολισμού.

This paper deals with the systematic study of the microstructural characteristics of clay sediments. These characteristics which are closely connected to the physical and mechanical character of the sediments, are concerned with: a)the structural constituents, b)the microporosity and c)the structural bonds of the sediments. For the determination of the structural characteristics of clay sediments the Scanning Electron Microscope

(SEM) and the Optical Microscope are widely used with a supplementary mineralogical analysis of sediment components and the determination of several physical and mechanical characteristics. The observations under the microscope must be focused on the distribution of mineralogical facies and micropores, on the size and shape of clay (micro-)aggregates, as well as on the kind of authigenic facies (e.g. micrite, sparry calcite) which play the role of cementing material.

The proposed methodology was applied to the study of the microstructures of marly sediments from Northern Peloponnese and the following types of microstructures were determined: a)matrix-skeletal, mixed type, coarse dispersed of low orientation, b)matrix, coagulative, medium dispersed of medium orientation and c)crystallized-cementated, fine or medium dispersed of low orientation.

ΑΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Μικροδομή, Τύποι μικροδομών, Αργιλικά ιζήματα, Μαργαϊκά ιζήματα, Δομικά συστατικά, Μικροπορώδες, Δομικοί δεσμοί, Ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σαρώσεως, Β.Πελοπόννησος.KEY WORDS: Microstructure, Types of Microstructure, Clay sediments, Marly sediments, Structural constituents, Microporosity, Structural bonds, SEM, Northern Peloponnese.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

2001

Η μικοοδομή αποτελεί έναν από τους πρωταρχικούς γενετικούς γεωλογικούς παράγοντες που επηρεάζουν το φυσικό και μηχανικό χαρακτήρα μιας απόθεσης. Η μελέτη της μικροδομής καθίσταται ιδιαίτερα χρήσιμη όχι μόνον κατά την πετρογραφική ανάλυση των ιζημάτων αλλά και για την ερμηνεία του τρόπου παραμόρφωσής τους κάτω από άσκηση τάσης. Στην εργασία αυτή προτείνεται μία συστηματική μελέτη της μικροδομής των αργιλικών ιζημάτων, με σκοπό να αποτελέσει μία μεθοδολογία παρατήρησης των χαρακτηριστικών με βάση τα οποία μπορούν να εκτιμηθούν οι μηχανισμοί παραμόρφωσης των ιζημάτων σε μικροσκοπική κλίμακα.

Η ανάλυση της μικροδομής των ιζημάτων με την έννοια του όρου «microstructure» περιλαμβάνει τον καθορισμό των χαρακτηριστικών τους από πετρογραφική και τεχνικογεωλογική άποψη (Holtz & Kovacs, 1981), σε αντίθεση με τον όρο «microfabric» που αναφέρεται μόνο στα πετρογραφικά χαρακτηριστικά (Collins & McGown, 1974). Στην πρώτη περίπτωση περιγράφεται η γεωμετρική τοποθέτηση των δομικών στοιχείων στο χώρο, συμπεριλαμβανομένου του μεγέθους τους και των δυνάμεων που μπορεί να επενεργούν μεταξύ τους (είδος δεσμού), καθώς επίσης και η κατανομή του πορώδους (Baynes & Dearman, 1978έ Osipov,1978,1990έ

^{*} THE STUDY OF THE MICROSTRUCTURES OF CLAY SEDIMENTS: A CASE STUDY OF MARLY SEDIMENTS FROM N. PELOPONNESE.

^{1.} Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Πατρών, 265 00 Ρίο, Πάτρα

Sokolov, 1990). Στη δεύτεφη πεφίπτωση πεφιγφάφεται μόνον η γεωμετφική τοποθέτηση, το μέγεθος των δομικών στοιχείων και η κατανομή του ποφώδους (Gillott, 1969έ Mitchell, 1976έ Tovey, 1971έ Sokolov & O'Brien, 1990). Η τεχνική της ποσοτικής ανάλυσης αυτών των χαφακτηφιστικών δίνεται από τους Sergeyev et al. (1985).

Τα χαρακτηριστικά που περιγράφουν τη μικροδομή αναφέρονται: 1) στα συστατικά που απαρτίζουν το σχηματισμό και κυρίως στο είδος, μέγεθος και σχήμα αυτών (μορφομετρικά χαρακτηριστικά) και στο βαθμό προσανατολισμού τους που καθορίζει την ανισοτροπία, Α, του υλικού (γεωμετρικά χαρακτηριστικά), 2) στο μικροπορώδες και συγκεκριμένα στο μέγεθος, σχήμα και στην κατανομή των πόρων (μορφομετρικά χαρακτηριστικά). Το μέγεθος των δεσμών μεταξύ των δομικών συστατικών (ενεργειακά χαρακτηριστικά). Το μέγεθος των δομικών συστατικών και των μικροπόρων καθορίζει τη διασπορά, D, της δομής (Sokolov, 1990).

Η μελέτη των πιό πάνω χαφακτηφιστικών με τη χφήση ηλεκτφονικού μικφοσκοπίου σαφώσεως (SEM), πολωτικού μικφοσκοπίου και μεθόδων οφυκτολογικής ανάλυσης των συστατικών των ιζημάτων όπως XRD, DTA, TG σε δείγματα μαφγαοκών ιζημάτων της B. Πελοποννήσου δίδεται ως παφάδειγμα εφαφμογής της πφοτεινόμενης μεθοδολογίας.

2. ΔΟΜΙΚΑ ΣΥΣΤΑΤΙΚΑ

Σαν δομικά συστατικά των αργιλικών ιζημάτων θεωρούνται τα αργιλικά τεμαχίδια, τα συσσωματώματα, οι κόκκοι, τα μικροαπολιθώματα και οι αυθιγενείς φάσεις (Huppert, 1988).

Τα αργιλικά τεμαχίδια (κλαστικής προέλευσης) πολύ σπάνια απαντούν σαν μεμονωμένα δομικά στοιχεία. Δημιουργούν μικροσυσσωματώματα, που συνήθως είναι τύπου FF (face to face). Τα συσσωματώματα, γενικά, παρουσιάζουν μια μεγάλη ποικιλία όσον αφορά στο σχήμα και στο μέγεθος. Συνήθως έχουν μια ανοιχτή εσωτερική διευθέτηση όπου τα αργιλικά μικροσυσσωματώματα βρίσκονται κυρίως σε επαφή τύπου EF (edge to face).

Οι κόκκοι μεγέθους ιλύος και άμμου είναι κλαστικής προέλευσης (συνήθως χαλαζίας, άστριοι, μαρμαρυγίας κ.α.) και συχνά περιβάλλονται από μια λεπτή στρώση αργίλου.

Τα μικροαπολιθώματα είναι συνήθως ασβεστιτικής σύστασης και από μεταφορά, ενώ απαντώνται γενικά με τη μορφή θραυσμάτων.

Οι αυθιγενείς φάσεις, που έχουν κυρίως συγκολλητικό χαρακτήρα, είναι συνήθως οι χημικές κατακρημνίσεις του ανθρακικού ασβεστίου με τη μορφή μικριτών (και σπανιότερα σπαριτικού ασβεστίτη) ασβεστίτη ή ασβεστιτικών συγκολλήσεων, μερικά οξείδια, καθώς και αυθιγενείς μικροκρύσταλλοι χαλαζία, σιδηροπυρίτη, γλαυκονίτη και οργανική ύλη.

Κατά τη μικροσκοπική παρατήρηση με το SEM, σε μικρές μεγεθύνσεις μπορούν να παρατηρηθούν γενικά χαρακτηριστικά όπως: τύπος μικροδομής (βλέπε παρακάτω), μικροασυνέχειες, μικροστρώση κ.α., ενώ σε μεγάλες μεγεθύνσεις παρατηρούνται οι μικροδομικές λεπτομέρειες ενδιαφέροντος, όπως : το είδος και το σχήμα (ανισομετρικό, ισομετρικό) των συσσωματωμάτων, το μέγεθος και η δομή τους, το είδος, το μέγεθος και οι συναθροίσεις των αργιλικών μικροσυσσωματωμάτων (αν δηλ. περιβάλλουν με τρόπο συνεχή ή ασυνεχή άλλα δομικά στοιχεία, αν δημιουργούν λεπτούς ή παχείς συνδέσμους μεταξύ των κόκκων, αν αποτελούν θεμελιώδη μάζα), η μέση ακτίνα (μέγεθος) και το σχήμα των κόκκων, ο προσανατολισμός των δομικών συστατικών και ένας αριθμός επαφών μεταξύ αυτών.

Οι παράμετροι μικροδομής όπως η διασπορά, D και η ανισοτροπία, A, μπορούν να υπολογιστούν από φάσματα αναλύσεων Fourier εικόνων SEM (Sergeyev et al., 1985). Επίσης η διασπορά, D, εκτιμάται από το λόγο ενός αριθμού πόρων και τεμαχιδίων που το μέγεθός τους είναι πάνω από 10 μm προς τον αριθμό των πόρων και τεμαχιδίων μικρότερων των 5 μm, σε μια συγκεκριμένη επιφάνεια. Ποιοτικά, ο βαθμός προσανατολισμού μπορεί να χαρακτηριστεί σαν «υψηλός, μέτριος, χαμηλός», και η διασπορά σαν «αδρομερής, μέτρια, λεπτομερής».

Σε αργιλικά ιζήματα, όπως οι «μάργες», όπου επικρατούν οι αυθιγενείς ασβεστιτικοί κρύσταλλοι, ιδιαίτερη προσοχή πρέπει να δίνεται, επίσης, στην περιγραφή αυτών. Ο μικριτικός ασβεστίτης (micrite) αποτελεί θεμελιώδη μάζα και στο μικροσκόπιο, οι κρύσταλλοί του φαίνονται σχεδόν ισομεγέθεις και ανώμαλα στρογγυλεμένοι (Welton, 1984). Ο σπαριτικός ασβεστίτης (sparry calcite) είναι αδροκρυσταλλικός με καλά σχηματισμένα όρια κόκκων και ίχνη σχισμού (Adams et al., 1984).

3. ΜΙΚΡΟΠΟΡΩΔΕΣ

Το μικροπορώδες απαρτίζεται από πόρους που σχηματίζονται μεταξύ των κόκκων ή κρυστάλλων (intergranular-interparticle, intercrystal), στο εσωτερικό των κόκκων (intragranular-intraparticle), ή εγκάρσια στα όρια των κόκκων (transgranular) (Baynes & Dearman, 1978). Απαρτίζεται επίσης από μικροπόρους που σχηματίζονται μεταξύ ή/και στο εσωτερικό συναθροίσεων αργιλικών τεμαχιδίων ή συσσωματωμάτων («interdomain», «intradomain», «interaggregate», «intraaggregate» (Collins & McGown, 1974)). Μικρορωγμές και μικροσχισμές μπορεί επίσης να συμμετέχουν στο μικροπορώδες.

Το ποσοστό του πορώδους, η επιφάνεια και η περίμετρος των πόρων είναι παράμετροι που μπορούν να εκτιμηθούν ή να υπολογιστούν από εικόνες SEM. Από τις δύο τελευταίες παραμέτρους, είναι δυνατόν να προσδιοριστεί το σχήμα των πόρων (Sergeyev et al., 1985).

Ιδιαίτερη σημασία για την εκτίμηση των ενεργειακών χαρακτηριστικών του σχηματισμού έχει η κατανομή των πόρων μεταξύ των δομικών συστατικών στη δομή. Η ύπαρξη συσσωματωμάτων ανισομετρικού σχήματος με μήκος της τάξης του 1 μm και πάχος της τάξης των 0,3 μm, που αποτελούνται από υπομικροσκοπικά συσσωματώματα – μικροσυσσωματώματα επίσης ανισομετρικού σχήματος και με επαφές FF, έχει σαν αποτέλεσμα το σχηματισμό πέντε κατηγοριών μικροπόρων: υπομικροσκοπικοί πόροι μεταξύ των αργιλικών τεμαχιδίων (ισοδύναμης διαμέτρου d » 0,06 μm), λεπτοί και μικροί πόροι μεταξύ των υπομικροσκοπικών συσσωματωμάτων – μικροσυσσωματωμάτων (d » 0,2 – 0,4 μm και d » 2,5 μm), μικροί και μεγάλοι πόροι μεταξύ των συσσωματωμάτων των (d » 3,9 μm και d » 10 – 30 μm).

Η μετάβαση από τη λεπτομερώς διεσπαρμένη μικροδομή στην αδρομερώς διεσπαρμένη, υποδεικνύει αφενός μεν την αύξηση της μέσης ισοδύναμης διαμέτρου των πόρων μεταξύ των υπομικροσκοπικών συσσωματωμάτων και συσσωματωμάτων, αφετέρου δε τη διαθεσιμότητα σε πόρους μεταξύ των κόκκων και μεταξύ κόκκων και συσσωματωμάτων. Το μεγαλύτερο ποσοστό του συνολικού πορώδους στις αδρομερέστερα διασπαρμένες μικροδομές, καταλαμβάνουν οι πόροι μεταξύ των συσσωματωμάτων (Sokolov, 1990).

4. ΕΙΔΟΣ ΔΕΣΜΩΝ

Τα δομικά στοιχεία συνδέονται μεταξύ τους με δυνάμεις διαφορετικής φύσης που ορίζονται σαν δομικοί δεσμοί (structural bonds) (Osipov, 1990).

Οι δομικοί δεσμοί αναπτύσσονται μόνο στα σημεία επαφής των δομικών συστατικών. Οι επαφές είναι ασθενείς ζώνες διά μέσου των οποίων λαμβάνει χώρα η παραμόρφωση και η αστοχία του σχηματισμού, γι' αυτό η παρατήρηση του είδους και του αριθμού τους στο μικροσκόπιο είναι μείζονος σημασίας από τεχνική άποψη.

Οι δομικοί δεσμοί σχηματίζονται από διάφορες γεωλογικές διεργασίες (στερεοποίηση, γήρανση, συναίρεση, συγκόλληση) και αναφέρονται στα ενεργειακά χαρακτηριστικά της μικροδομής. Οι τύποι των δομικών δεσμών, ανάλογα με τον τρόπο σχηματισμού, τη φύση των δυνάμεων αλληλεπίδρασης και την ενέργεια που κατέχουν, μπορούν να ομαδοποιηθούν σύμφωνα με τον Osipov (1988), ως ακολούθως (Σχήμα 1) : (a) δεσμοί αλληλοεμπλοκής (interlocking), b) δεσμοί «σύμπηξης» με μακρινή (b₁) και κοντινή (b₂) απόσταση μεταξύ των τεμαχιδίων (distant coagulation, close coagulation), c) μεταβατικοί δεσμοί σημειακού τύπου (transition – point contact), d,) κρυσταλλικοί δεσμοί (crystallization), d₂) συγκολλητικοί δεσμοί (cementation).

Τα ρεολογικά πρότυπα για ιδεατά «εδάφη» με αυστηρά καθορισμένο τύπο δομικών δεσμών, καθώς και οι αντίστοιχες καμπύλες τάσης – παραμόρφωσης, φαίνονται στο σχήμα 1. Στη φύση, «εδάφη» με ένα μόνο τύπο επαφών είναι πολύ σπάνια. Συνήθως είναι «μικτού τύπου», δηλαδή «εδάφη» με όλους τους τύπους των δομικών δεσμών.

Για την ποσοτική εκτίμηση της ενεργειακής ετερογένειας των δομικών δεσμών μπορεί να χρησιμοποιηθεί η καμπύλη τάσης – παραμόρφωσης που προκύπτει από δοκιμές αντοχής σε συμπίεση.

Από την καμπύλη αυτή μπορούν να προσδιοριστούν ποσοτικοί δείκτες, οι οποίοι, σύμφωνα με τον Sokolov (1990), υποδεικνύουν την επικράτηση ενός συγκεκριμένου τύπου ενεργειακών επαφών μεταξύ των δομικών στοιχείων. Τέτοιοι δείκτες είναι: α) ο λόγος της σχετικής ελαστικής παραμόρφωσης ε_e προς την ολική παραμόρφωση ε_t, β) ο λόγος της μέγιστης διατμητικής αντοχής τ_{max}· προς την παραμένουσα διατμητική αντοχή τ_{min} (το σύμβολο · σημαίνει φόρτιση κάθετα στη στρώση) και γ) η αντοχή σε ανεμπόδιστη θλίψη, R_c·, που λαμβάνε- ται κατά διεύθυνση κάθετη στη στρώση. Για αργιλικά ιζήματα με δομές τύπου σύμπηξης ο λόγος ε_e/ε_t δεν υπερβαίνει την τιμή 0,15 και ο λόγος τ_{max}·/τ_{min}· την τιμή 1,70. Καθώς ο αριθμός των μεταβατικών και κρυσταλλικών – συγκολλητικών δεσμών αυξάνεται (μικτού τύπου, κρυσταλλικές – συγκολλημένες μικροδομές), ο λόγος ε_e/ε_t φθάνει την τιμή 1,00 και ο λόγος τ_{max}·/τ_{min}· την τιμή 65,0 (Sokolov, 1990).

Η ποιοτική εκτίμηση των ενεργειακών χαρακτηριστικών γίνεται με την παρατήρηση εικόνων SEM. Απαιτείται όμως να προηγηθεί η ποσοτική ορυκτολογική ανάλυση των αργιλικών ορυκτών, της ασβεστιτικής συγκολλητικής ύλης και των άλλων αυθιγενών φάσεων, καθώς και των κλαστικών κόκκων χαλαζία, μαρμαρυγία, αστρίων κ.α. Για την αναγνώριση της μορφής και της φύσης του δικτύου των δομικών δεσμών στις εικόνες SEM, οι παρατηρήσεις πρέπει να εστιάζονται στην κατανομή των διαφόρων ορυκτολογικών φάσεων και των μικροπόρων, στον τρόπο εμφάνισης του ανθρακικού ασβεστίου (μικρίτες, σπαρρίτες, ασβεστιτικές συγκολλή-



Σχήμα 1. Τύποι δομικών δεσμών, αντίστοιχα *φεολογικά πρότυπα και καμπύλες τάσης* – παραμόφφωσης. <u>Συμβολισμοί</u>: τ - τάση, τ* - όριο διαρροής των δεσμών, τ* -όριο διαρροής «σπασμένης» δομής, τ_sτελική αντοχή της δομής, γ – παραμόφφωση, G – μέτρο διάτμησης, n – ιξώδες, μ – συντελεστής τριβής, 1 : τεμαχίδια, 2 : προσροφημένο νερό, 3 : καινούργια φάση (cement) (Osipov, 1990)

Figure 1. Type of structural bonds, corresponding rheologic models and deformation curves.

<u>Symbols</u>: τ - stress, τ^* - yield limit of contacts, τ^*_{ϱ} -yield limit of broken structure, τ_s - ultimate strength of structure, γ - deformation, G - shear modulus of elasticity, n - viscosity, μ - friction coefficient, 1 : particles, 2 : adsorbed water, 3 : new phase (cement) (Osipov, 1990)

σεις) ή άλλων συγκολλητικών υλών και στη συσσωμάτωση ή διασπορά των αργιλικών ορυκτών.

Ειδικότερα, εάν τα αργιλικά μικροσυσσωματώματα βρίσκονται σε αφθονία και περιβάλλουν με τρόπο συνεχή όλους τους χόχχους στη δομή τότε αναπτύσσεται ένα συνεχές δίχτυο ασθενών δομιχών δεσμών τύπου «σύμπηξης», με πολύ περιορισμένη την ανάπτυξη άλλου τύπου δομικού δεσμού. Στην περίπτωση αυτή, το μικροπορώδες αναπτύσσεται κυρίως μεταξύ των αργιλικών μικροσυσσωματωμάτων-συσσωματωμάτων. Εάν όμως τα αργιλικά ορυκτά σχηματίζουν κυρίως ισομεγέθη συσσωματώματα με σύνδεση EF και λιγότερο υπομικροσκοπικά συσσωματώματα FF, τότε οι κόκκοι δεν περιβάλλονται σε όλα τα σημεία από αργιλικά ορυκτά με αποτέλεσμα την ανάπτυξη δεσμών «αλληλοεμπλοκής» ή άλλου τύπου (μεταβατικοί, συγκολλητικοί) όταν περιέχονται αυθιγενείς φάσεις. Στην περίπτωση που παρατηρείται αφθονία μικριτικής ασβεστιτικής ύλης, η δομή χαρακτηρίζεται από ένα δίκτυο ισχυρών κρυσταλλικών – συγκολλητικών δεσμών με ισότροπη ανάπτυξη, ενώ η δυνατότητα κατανάλωσης συγκολλητικής ύλης για τη δημιουργία συσσωματωμάτων είναι περιορισμένη. Τα αργιλικά μικροσυσσωματώματα απαντώνται λεπτομερώς διεσπαρμένα και περιβάλλουν, συνήθως με τρόπο ασυνεχή, τα υπόλοιπα δομικά στοιχεία. Έτσι σε μερικές θέσεις μπορεί να σχηματίζονται σημειακοί δεσμοί μεταβατικού τύπου (μικρός αριθμός δεσμών σθένους στη ζώνη επαφής (Osipov, 1990)). Όταν, εξάλλου, η ασβεστιτική ύλη εμφανίζεται με τη μορφή ασβεστιτικών συγκολλήσεων ή με τη μορφή σπαριτικού ασβεστίτη, αναπτύσσονται επίσης ισχυροί χρυσταλλιχοί – συγχολλητιχοί δεσμοί, ή και μεταβατιχοί, με ανομοιόμορφη όμως κατανομή.

5. ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΕΙΣ ΜΙΚΡΟΔΟΜΩΝ

5.1 ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΗ ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ

Πέντε βασικοί τύποι μικροδομής (microfabric) έχουν αναγνωριστεί στα αργιλικά ιζήματα και αποδίδονται με τους όρους: κυψελώδης (honeycomb), σκελετική (skeletal), συνδετική (matrix), τυρβώδης (turbulent ή turbostratic) και φυλλώδης (laminar) (Sergeyev et al., 1980) (για τις σχετικές εικόνες βλέπε Gillott, 1987).

Η κυψελώδης μικοοδομή χαρακτηρίζεται από μεμονωμένους κόκκους ιλύος ή συσσωματωμένης αργίλου διευθετημένους σε τοξοειδή σχήματα με αποτέλεσμα τη δημιουργία ενός σκελετού που περιλαμβάνει μεγάλα κενά.

Η σκελετική ή κοκκώδης μικροδομή χαρακτηρίζεται από ασυνεχή συνδετική μάζα όπου η άργιλος μπορεί να είναι οργανωμένη σε συσσωματώματα και συνδετικές συναθροίσεις συνδέοντας δομικά στοιχεία μεγέθους ιλύος. Τα κενά σε μια τέτοια δομή αποτελούν ακανόνιστους πόρους μεταξύ των κόκκων (intergranular porosity).

Η συνδετική μικροδομή χαρακτηρίζεται από συνεχή αργιλική θεμελιώδη μάζα μέσα στην οποία είναι «βυθισμένα» μεγαλύτερα δομικά στοιχεία. Οι γωνίες που σχηματίζονται στις επαφές ΕF των αργιλικών μικροσυσσωματωμάτων στα συσσωματώματα, είναι μεγάλες, ενώ τα κενά αντιπροσωπεύονται από ισομεγέθεις μικροπόρους. Η τυββώδης μιαροδομή χαρακτηρίζεται επίσης από συνεχή αργιλική θεμελιώδη μάζα η οποία εγκλείει άλλα δομικά στοιχεία, αλλά οι γωνίες που σχηματίζονται στις επαφές ΕF των μιαροσυσσωματωμάτων μέσα στη θεμελιώδη μάζα είναι μιαρές. Σε περιοχές όπου συμπαγείς κόκκοι πλησιάζουν πιο κοντά μεταξύ τους (λόγω συμπύκνωσης), τα συσσωματώματα της θεμελιώδους μάζας αναπτύσσουν σφιχτές επαφές τύπου FF και «χτίζονται» γύρω από τους κόκκους. Τα κενά αντιπροσωπεύονται από επιμήκεις μιαροπόρους.

Η φυλλώδης μικροδομή χαρακτηρίζεται από τον προσανατολισμό των αργιλικών μικροσυσσωματωμάτων παράλληλα προς τις μεγαλύτερες έδρες τους, με αποτέλεσμα να εμφανίζονται στη θεμελιώδη μάζα με τη μορφή ελασμάτων. Οι μικροπόροι, εξάλλου, έχουν επίμηκες σχήμα.

5.2 ΤΕΧΝΙΚΟΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ

Ο Sokolov (1990) πρότεινε μια τεχνικογεωλογική ταξινόμηση των μικροδομών αργιλικών ιζημάτων και αναγνώρισε στα ιζήματα που μελέτησε τρεις κατηγορίες μικροδομών : λεπτομερώς διεσπαρμένη (finedispersed), μέτρια διεσπαρμένη (medium dispersed) και αδρομερώς διεσπαρμένη (coarsedispersed), τρείς υποκατηγορίες: με χαμηλό, μέσο και υψηλό βαθμό προσανατολισμού των δομικών στοιχείων για κάθε μία από τις πιό πάνω κατηγορίες και τρεις ομάδες με βάση ενεργειακά χαρακτηριστικά: «σύμπηξης» (coagulative), «μικτού τύπου» (mixed) και «κρυσταλλική – συγκολλημένη» (crystallized - cementated). Οι εικόνες SEM αυτών των τύπων των μικροδομών δίνονται από τον Sokolov (1990). Κάθε τύπος χαρακτηρίζεται από ένα συγκεκριμένο πακέτο μορφομετρικών, γεωμετρικών και ενεργειακών δεικτών που δίνει τη δυνατότητα πρόβλεψης της αντοχής και του τρόπου παραμόρφωσης των αργιλικών ιζημάτων.

6. ΠΑΡΑΔΕΙΓΜΑΤΑ ΜΙΚΡΟΔΟΜΩΝ ΜΑΡΓΑΪΚΩΝ ΙΖΗΜΑΤΩΝ ΤΗΣ Β. ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΥ

Με βάση την προτεινόμενη μεθοδολογία, δίνονται στον πίνακα 3 παραδείγματα μελέτης της μικροδομής τεσσάρων δειγμάτων που ελήφθησαν από πρανή λεπτομερών μαργαϊκών ιζημάτων, Νεογενούς – Πλειστοκαινικής ηλικίας, της Β. Πελοποννήσου (Χριστοδουλοπούλου, 2000).

Τα χαρακτηριστικά της μικροδομής (μορφομετρικά, γεωμετρικά, ενεργειακά) εκτιμήθηκαν ποιοτικά και εν μέρει ποσοτικά από τις εικόνες των μικροσκοπίων, λαμβάνοντας επίσης υπόψη τα φυσικά χαρακτηριστικά και την ορυκτολογική ανάλυση των δειγμάτων (Πίν. 1 και Πίν. 2, αντίστοιχα (Χριστοδουλοπούλου, 2000)). Τα ενεργειακά χαρακτηριστικά των δειγμάτων από τις περιοχές Ρωμανός, Μονή Αγ. Νικολάου, Σπαθοβούνι εκτιμήθηκαν σε συνδυασμό με το συνολικό χαρακτήρα της καμπύλης τάσης-παραμόρφωσης, που προέκυψε από αστράγγιστες τριαξονικές δοκιμές φόρτισης (Χριστοδουλοπούλου, 2000).

Πίναχας 1. Φυσικά χαραχτηριστικά και λιθολογική ταξινόμηση των δειγμάτων (*) : Τοπωνύμιο

(**): Βάθος από την κορυφή του πρανούς

Πίνακας 2.Ποσοστιαίες αναλογίες των αργιλικών ορυκτών στο ολικό δείγμα, όπως προσδιορίστηκαν με XRD, DTA, TG. Συνολικό ποσοστό χαλαζία, αστρίων και μαρμαρυγία στο δείγμα

 Table 2.Clay mineral percentages in the total sample, determined by XRD, DTA, TG. Total percentage of quartz, feldspars and mica in the sample

No- μός	Δείγμα	Κοκκομετρική σύσταση		Δείκτης πλαστικό-	λόγος κενών,	Συνολικό Πορώδες,	Ξηρό φαινόμενο	* ισοδύναμο	Λιθολογική	
		Άμμος (%)	Ιλύς (%)	Άλργιλος (%)	τητας ΡΙ (%)	e	n (%)	βάρος γel (gz/cm)	CaCO ₃ στο ολιπό δείγμα	Ταξινόμηση
CAE	<pre>ΘEPIANO(*), 22m(**)</pre>	1	58	41	17	0,508	33,7	1,77	27	Αργιλική μάργα
AXAI	POMANOE $\Theta 2$, 4.8 m	1	61	38	16	0,383	27,7	1,93	8	Μαργαϊκή άργιλος
IØN	MONH AF. NIKOAAOY, 2.8 m	0	68	32	11	0,431	30,1	1,86	77	Ασβεστό- μαργα
KOPI	ΣΠΑΘΟΒΟΥΝΙ, 45 m	1	57	42	14	0,309	23,6	2,07	40	Μάργα

Επεξηγήσεις: Kaol=Kaoλινίτης (προσδιορισμένος από TG), ILL=Ιλλίτης, Ch=Xλωρίτης, Sm=Σμεκτίτης, $(14c-14s)=X\lambdaωρίτης-Σμεκτίτης(μικτή φάση), (14c-14v)=X\lambdaωρίτης-Βερμικουλίτης(μικτή φάση).$

Δε ί γμα	Kaol (%)	ILL (%)	Ch (%)	Sm (%)	(14c-14s) (%)	(14 c-14v) (१)	Συνολικό ποσοστό αργιλικών ορυκτών (%)	Χαλαζίας + άστριοι + μαρμαρυγ. (%)
©EPIANO, 22 m	3	15	5		10		33	40
PQMANOS $\Theta 2$, 4.8 m	6	17	6		8		37	55
MONH AF.NIKOAAOY,2.8 m	3	6	ß÷íç	14	ß÷íç		23	0
ΣΠΑΘΟΒΟΥΝΙ, 45 m	8	14		7		7	36	24

Πίναχας 3. Παραδείγματα μικροδομών μαργαϊκών ιζημάτων της Β. Πελοποννήσου. Table 3. Microstructures of marly sediments from N. Peloponnese.

7. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η μελέτη των μικροδομών αργιλικών ιζημάτων βασίστηκε σε μια μεθοδολογία που περιλαμβάνει: α) την ποιοτική και ημιποσοτική ορυκτολογική ανάλυση των συστατικών των ιζημάτων, β) τον προσδιορισμό φυσικών χαρακτηριστικών που σχετίζονται με τα μικροδομικά χαρακτηριστικά (όπως π.χ. ξηρό φαινόμενο βάρος, πορώδες, κοκκομετρική σύσταση κ.α.), γ) την εξέταση των ιζημάτων στο ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σαρώσεως (SEM) και στο πολωτικό μικροσκόπιο, δ) τον προσδιορισμό της καμπύλης τάσης-παραμόρφωσης των υλικών σε συνθήκες τριαξονικής συμπίεσης, η οποία δίνει πληροφορίες για τον επικρατούντα τύπο δομικού δεσμού. Από τη συναξιολόγηση των αποτελεσμάτων προκύπτουν τα μορφομετρικά, γεωμετρικά και ενεργειακά χαρα-

Δείγμα	Μικροφωτογραφίες	Χαρακτηριστικά μικροδομής – Τύπος μικροδομής
NO, 22 M		Πολωτικό μικοοσκόπιο (• Nicols): • Συνδετική – σκελετική κατά θέσεις δομή. Γω- νιώδεις κόκκοι χαλαζία μέσα σε αργιλομαργα- ϊκή θεμελιώδη μάζα. • Συγκολλητική ασβεστιτικών συγκολλήσεων. • Θραύσματα απολιθωμάτων (ραβδοειδή τεμά- χια).
OEPIA	1 X 500	 Ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σαφώσεως: Ανοιχτή δομή με σχετικά μεγάλο ποφώδες. Μικροσυσσωματώματα κυφίως ιλλίτη και χλωρίτη-σμεκτίτη με σύνδεση FF, ανισομετρικά, σχηματίζουν μεγαλύτερα συσσωματώματα EF, επίσης ανισομετρικά, τα οποία δημιουργούν λεπτούς συνδέσμους μεταξύ των κόκκων. [Σημειώνεται ότι το δείγμα αυτό έδειξε χαμηλό μέτρο ελαστικότητας σε δοκμή μονοαζονικής συμπίεσης, λόγω της γρήγορης κατάφρευσης των αργιλικών συνδέσμων (Χριστοδουλοπούλου, 2000)]. Σχηματίζονται μικροπόροι μεταξύ των κόκκων (intergranular, της τάξης των τόκων κάχων 5-10 μm), μεταξύ των κόκκων (intergranular, της τάξης των τύπων (εκτός κρυταλλικών). Μικροδομή «μικτού τύπου» αδρομερώς διεσπαρμένη, με χαμηλό βαθμό προσανατολισμού.

Πίναχας 3. (Συνέχεια) Table 3. (Continued)

Δείγμα	Μικροφωτογραφίες	Χαρακτηριστικά μικροδομής – Τύπος μικροδομής
)Σ Θ2, 4.8 m	X 250	Πολωτικό μικροσκόπιο (• Nicols): • Συνδετική δομή. Λεπτό χαλαζιακό υλικό με υπογωνιώδες έως υποστρογγυλεμένο σχήμα κόκκων, καθώς και μαρμαρυγιακό υλικό με επίμηκες σχήμα κόκκων, «βυθίζεται» μέσα σε μια αργιλική – αργιλομαργαϊκή θεμελιώδη μάζα.
PQMANC	Т X 1000	 Ηλεκτρονικό μικοοσκόπιο σαρώσεως : Πυκνή δομή με μέτρια τιμή πορώδους Μικροσυσσωματώματα – συσσωματώματα ιλλίτη, χλωρίτη και χλωρίτη – σμεκτίτη, με σύνδεση FF και EF, ανισσμετρικά και μη, κατανέμονται πυκνά γύρω από τα υπόλοιπα συστατικά με τρόπο συνεχή. Σχηματίζονται μικροπόροι κυρίως μεταξύ των μικροσυσσωματωμάτων – συσσωματωμάτων παρά μεταξύ των κόκκων. Οι μικροπόροι αυτοί είναι μεγέθους της τάξης των 5-15 μm (intermicroaggregate-interaggregate micropores) και 0,5-2 μm (interultramicroaggregate micropores). Δομικοί δεσμοί τύπου «σύμπηξης» με κοντινή απόσταση μεταξύ των τεμαχιδίων Μικροδομή τύπου «σύμπηξης», μετρίως διεσπαρμένη, με μέτριο βαθμό προσανατολισμού.
MONH ALTIOY NIKOAAOY, 2.8 m	x 250	Πολωτικό μικφοσκόπιο (* Nicols): • «Βολώδης» δομή. [Τον χαφακτηφισμό αυτό χρησιμοποίησαν οι Terzaghi & Peck (1969) για τη δομή των μαργών]. • Το μικριτικό ασβεστιτικό υλικό κυριαρχεί στη δομή και σχηματίζει «βώλους» από ισομεγέθεις ανώμαλα στρογγυλεμένους ασβεστιτικούς κρυστάλλους. Μαζί με το αργιλικό υλικό, αποτελεί θεμελιώδη μάζα. Ομοιόμοφφη δομή. Ενίστε παφατηφούνται, κλαστικοί κόκκοι χαλαζία.

Πίναχας 3. (Συνέχεια) Table 3. (Continued)



κτηριστικά της μικροδομής με βάση τα οποία αναγνωρίζεται ο τύπος της.

Με βάση την προτεινόμενη μεθοδολογία διακρίθηκαν τρεις τύποι μικροδομών σε μαργαϊκά ιζήματα της Β. Πελοποννήσου: 1) Μικροδομές τύπου «σύμπηξης»: Επικρατούν ασθενείς δομικοί δεσμοί μεταξύ αργιλικών μικροσυσσωματωμάτων που οι ιδιότητές τους ελέγχονται από τη μεμβράνη του προσροφημένου νερού (πλαστική θραύση υλικού). Τα αργιλικά ορυκτά βρίσκονται κατά κανόνα σε αφθονία. 2) Μικροδομές «μικτού τύπου»: Απαντώνται διάφοροι τύποι δομικών δεσμών και κυρίως μεταβατικοί σημειακού χαρακτήρα (μετασταθείς δεσμοί). Οι ιδιότητες ελέγχονται και από τις επαφές μεταβατικοί σημειακού χαρακτήρα (μετασταθείς δεσμοί). Οι ιδιότητες ελέγχονται και από το προσροφημένο νερό (ψαθυρή θραύση υλικού). Δομές υψηλότερης αντοχής από την προηγούμενη περίπτωση. 3) «Κρυσταλλικές-συγκολλημένες» μικροδομές: Χαρακτηρίζονται από την αφθονία ασβεστιτικού υλικού (μικρίτες) στη θεμελιώδη μάζα και την επικράτηση ισχυρών συγκολλητικών-κρυσταλλικών δεσμών (ψαθυρή θραύση υλικού). Τα αργιλικά ορυκτά σχηματίζουν κατά κανόνα υπομικροσκοπικά συσσωματώματα που κατανέμονται ασυνεχώς στη δομή.

8. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ADAMS, A.E., MacKENZIE, W.S. & GUILFORD, C. (1984). Atlas of sedimentary rocks under the microscope. Longman Scientific & Technical. Copublished in the United States. 104 pp.
- BAYNES, F.J., DEARMAN, W.R.(1978). Scanning electron microscope studies of weathered rocks : A review of Nomenclature and Methods. *Bull. Int. Ass. Eng. Geol.*, No 18, 199-204.
- COLLINS, K & McGOWN, A.(1974). The form and function of microfabric features in a variety of natural soils. Geotechnique, 24, 223-254.
- GILLOTT, E.J. (1987). Clay in Engineering Geology. Elsevier, 449 pp..
- GILLOTT, J.E. (1969). Study of the fabric of fine-grained sediments with the Scanning Electron Microscope. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39, 1, 90 - 105.
- HOLTZ, D.R. & KOVACS, D.W.(1981). An Introduction to Geotechnical Engineering. Prenctice Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 733 pp.
- MITCHELL, J.K. (1976). Fundamentals of Soil Behavior. John Wiley and Sons, Inc., N. York, 407 pp.
- OSIPOV, V.I. (1990). Physico chemical fundamentals of soil microrheology. *Proc. of 6th International IAEG Congress*, 713 724. Balkema, Rotterdam.
- OSIPOV, V.I. (1978). Structural bonds as the basis of the engineering geological classification of clayey soils. *Proc. III Int. Cong. IAEG, Sec. ÉÉ*, Vol. 2, 160 - 165.
- OSIPOV, V.I. (1988). Structural strength of soils and physico mechanical fundamentals of its quantification. *Engineering geology today : theory, problems, practics,* 77 - 91. Moscow University Publisher.
- SERGEYEV, Y.M., GRABOWSKA OLSZEWSKA, B., OSIPOV, V.I., SOKOLOV, V.N. & KOLOMENSKI, Y.N. (1980). The classification of microstructures of clay soils. J. Microscopy, 120, 3, 237 260.
- SERGEYEV, Y.M., OSIPOV, V.I. & SOKOLOV, V.N.(1985). Quantitative analysis of soil structure with the microcomputer system. *Bull. Int. Ass. Engn. Geol.*, Nº 31, 131 136.
- SOKOLOV, V.N. (1990).Engineering geological classification of clay microstructures. *Proc. of 6th Int. IAEG Congress*, 753 760. Balkema, Rotterdam.
- SOKOLOV, V.N. & O'BRIEN, N.R. (1990). A fabric classification of argillaceous rocks, sediments, soils. *Appl. Clay Sci.*, 5, 353-360.
- TERZAGHI, K. & PECK, R. (1969).Εφηρμοσμένη Εδαφομηχανική. Μετάφραση της δεύτερης έκδοσης. Τόμοι Α', Β', 825 σελ.
- TOVEY, N.K. (1971). A selection of scanning electron micrographs of clays. CUED/C SOIL/TR5a University of Cambridge, Department of Engineering.
- WELTON, J.E. (1984).SEM Petrology Atlas. The American Association of Petroleum Geologists. 237 pp.
- ΧΡΙΣΤΟΔΟΥΛΟΠΟΥΛΟΥ, Τ.Α. (2000). Μιχοοδομή των λεπτομερών Νεογενών-Πλειστοκαινιχών ιζημάτων της Βορείου Πελοποννήσου σε σχέση με τα φυσικά και μηχανικά χαρακτηριστικά τους. Διδακτορική διατριβή. Πανεπιστήμιο Πατρών, Τμήμα Γεωλογίας. Τόμος Α΄,464 σελ., Τόμος Β΄,130 σελ.

DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS OF TERTIARY TURBIDITIC SEDIMENTS IN METSOVO BASIN. NW GREECE G. ANANIADIS¹ & A. ZELILIDIS¹

ABSTRACT

Tertiary sediments in Metsovo area consist of submarine fan turbidite deposits accumulated in the proximal part of the basin and represent mostly inner fan. The most proximal part of the inner fan could be related to a shelf environment. Palaeocurrent data indicate mainly two directions. The main direction is SW and results mainly from groove marks. The second direction represents an WNW trend which results mainly from flute marks. The Metsovo area seems to have multiple feeders from North and East. The total thickness of the turbiditic deposits in Metsovo area is approximately 6800 m due to tectonic stacking and folding.

KEY WORDS: Metsovo basin; submarine fan; turbidites; sole marks.

1.INTRODUCTION AND GEOLOGICAL SETTING

Submarine fans are constructional features on the see floor that develop seaward of a major sediment point source (Stow et al. 1996). According to Ricci Lucchi (1975) the development of a submarine fan is characterized by four major elements: (a) inner fan, (b) middle fan, (c) outer fan and (d) basin plain. The inner fan represents the proximal part of the submarine fan and consists of channel-fill, interchannel, levee and mouth bar deposits. The middle fan is characterized by both inner and outer fan features. The outer fan consists of lobes and lobefridge deposits. The basin plain represents the most distal parts of the fan and consists of mudstone and siltstone sediments. The transport of the sediment is made by turbidity currents. The sediment is sustained by fluid turbulence and deposited when velocity and gradient are reduced.

The sequence of sedimentary structure in turbidity beds are known as the Bouma sequence (Bouma, 1962). The ideal deposits of a turbidity current contains the complete (T_{xx}) Bouma sequence which it consists from base to top of massive sand (T_{a}) , laminated sand (T_{b}) , rippled or convoluted sand (T_{a}) , laminated silt-sand (T_{d}) and laminated mud (T_{a}) .

The hydraulic conditions during the development of the turbidity currents are estimated from the grain size, structures and direction of flow. The palaeocurrent direction in a ancient submarine fan can be derived from erosional structures such as sole marks, ripple lamination and channels.

The Metsovo area is located in Northwestern Greece and belongs to the Pindos zone (Fig. 1). The area aligns parallel to the external Hellenides, that consist, from east to west, of the Pindos, Gavrovo, Ionian and the Pre-Apulian geotectonic zones (Aubouin, 1965). The external Hellinides represent parts of the Apulian plate which were separated from the Pelagonian microplate by the Pindos ocean (Robertson et al. 1991; Jones et al., 1992). The Pindos zone corresponds to the western marginal domain of the Pindos ocean. The terminal flysch deposition commenced in the Palaeocene and lasted until Oligocene times (Koch and Nicolaus, 1969; Fleury, 1980; Richter, 1993; Richter et al., 1993).

The Metsovo area is bounded from the Pindos Thust to the west and from the Pindos ophiolite to the east (Fig. 1). The Pindos flysch in Metsovo area according to Aubouin (1959, 1964) was deposited between Maestrichtian - Priabonian time. Lorsong (1977) referred to the area as Politses formation dividing the Pindos flysch (Metsovo area in this work) into members, based on outcrops in different places and not in detailed mapping. The four members from base to top are: the Chrisovitsa Member (red shales and limestones), the Ilias Member (turbidite conglomerates and sandstones), the Karakoli Member (thin bedded turbidites) and the Keramari Member (thick bedded turbidites). The succession of sediments exist in at least 18 tectonic units bounded by high-angle thrust surfaces (Lorsong, 1977). Moreover Lorsong (1977), believes that the stratified part of the Pindos flysch in Metsovo is approximately 530 m, although Aubouin (1959) suggested thickness between 1000 m and 2000 m or more. According to Katsiavrias (1983), the base of the formation is not the red shales of Chrisovitsa Member but gray bluish massive non-bedded marls.

^{1.} Department of Geology, University of Patras, 26500 Patras



Fig.1 Geological map of the study area. Includes roses, palaeoflow trends and columns for each cross-section.

The aim of this paper is to study the sedimentary successions of the Tertiary turbiditic deposits in the Metsovo basin in order to understand and recognize the depositional conditions and depositional environments that formed in the Metsovo basin which is part of the Pindos zone. Moreover, palaeocurrent analysis will give informations about the feeding sources of the sediments.

2. DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS

In order to better understand the depositional setting and stratigraphic architecture, the sediments in Metsovo area have been studied in three main cross-sections (fig.1). The first cross-section (A-A[^]) is situated in the central part of the area along the main road Votonosi-Metsovo (Fig. 2). The second cross- section (B-B[^]) is situated in the western part of the area (Fig. 3) and the third cross-section (C-C[^]) in the eastern part of the area (Fig.4).



Cross-section A-A'(Votonosi-Metsovo)

- H) Coarse brown sandstones with total thickness of 520 m and maximum bed thickness 5 m. The sandstones are characterized mostly by T_a intervals. A sub-unit of cyclic alternations up to 2 m thick consists of medium brown sandstone and greyish mudstone with s:m ratio 1:1 (H1).
- G) Cyclic alternations with total thickness up to 20 m of brown greenish sandstones and grayish mudstones with s:m ratio 1:1. The maximum thickness of the sandstone bed is 20 cm. The sandstone is characterized mostly by Tc Bouma ripple lamination.
- F) Medium brown sandstones with total thickness of 25 m and maximum bed thickness 2,5 m. Bouma interval T_a is mostly present. A sub-unit of cyclic alternations up to 5 m thick consist of medium brown sandstones and greyish mudstone with s:m ratio 2:1 (F1).
- E) Cyclic alternations up to 150 m, of medium to fine brown greenish sandstones and grayish mudstones with s:m ratio 1:1. The maximum thickness of the sandstone bed is 20 cm. The sandstone is characterized mostly by T_c Bouma interval which represent ripple lamination.
- D) Coarse to medium grey sandstone with total thickness of 390 m and maximum bed thickness 1 m. Little black rounded clasts exist in the lower part of the sandstone beds. Bouma interval T_a is present. A sub-unit of cyclic alternations up to 10 m thick consists of medium to fine brown sandstones and mudstones with s:m ratio 1:1 (D1).
- C) Cyclic alternations with total thickness up to 245 m of fine brown greenish sandstones and grayish mudstones with s:m ratio 1:1. The maximum thickness of the sandstone bed is 60 cm. The sandstone is characterized by $T_{\rm bc}$ Bouma intervals. Tc represents ripple lamination. Two sub-units consist of coarse gray sandstones with maximum bed thickness 3 m and total thickness 20 m (C1) and 35 m each. They are characterized mostly by $T_{\rm a}$ Bouma interval.
- B) Coarse to medium brown sandstones with total thickness 100 m and maximum bed thickness up to 5m. T_a Bouma interval is present.
- A) Cyclic alternations, of thin-bedded fine gray sandstones and greyish mudstones with s:m ratio 1:1. Total thickness up to 40 m. The sandstones are characterized by T_{be} Bouma intervals. Tc represents ripple lamination. Continue..



- O) Medium gray sandstones with thickness of 20 m and maximum bed thickness 1,5 m. They are characterized mostly T_{a-c} by Bouma intervals, groove casts and rills. The Tc Bouma interval represents ripple and convolute lamination.
- N) Cyclic alternations with total thickness up to 210 m of medium greenish gray sandstones and grayish mudstones with s:m ratio 1:1. The sandstones are characterized by T_{bc} Bouma intervals. Tc Bouma interval is represented by ripple and convolute lamination.
- M) Coarse gray mica sandstone beds with total thickness of 1085 m and maximum bed thickness 2,5 m. The sandstones are characterized by normal grading and mostly T Bouma interval. Small reddish rounded clasts are present in the lower part of the sandstone beds. In the upper part a sub-unit is intercalated up to 10 m thick, consisting of alternated medium gray sandstones and gravish mudstones with s:m ratio 1:1 with thickness of 10 m (M1). Bouma intervals T_{be} are present. Ripple and convolute lamination represent the T Bouma interval. In the middle part a sub-unit is formed of cyclic alternated medium gray sandstones and gravish mudstones with s:m ratio 2:1 (M2) and thickness up to 10 m. The sandstones are characterized by T Bouma intervals with Tc to represent ripple and convolute lamination. Carbonate clasts within the laminated sandstone beds are present. In the lower part a sub-unit of cyclic alternations up to 2.5 m consists of medium gray sandstones and gravish mudstones with s:m ratio 1:1 and maximum bed thickness 5 cm (M3) are.
- L) Grayish mudstone with total thickness of 10 m.
- K) Medium gray sandstones, with total thickness of 10 m, are characterized by T_{bc} Bouma intervals. T_c corresponds to ripple lamination.
- J) Cyclic alternations up to 65 m of medium to fine brown sandstones and grayish mudstones with s:m ratio 1:1. The maximum thickness of the sandstone bed is 40 cm. The sandstone is characterized by T_{bc} Bouma intervals. Carbonate clasts are aligned to the lamination. The Tc interval is represented by ripple lamination. A sub-unit consists of coarse grey sandstones with total thickness of 20 m (J1) and maximum bed thickness of 2,5 m.
- I) Coarse gray sandstones with total thickness of 150 m and maximum bed thickness 2,5 m. Bouma intervals T_{a-c} are present. Tc refered to ripple and convolute lamination. A sub-unit of cyclic alternations up to 20 m which consists of thin-bedded fine to medium gray sandstones and grayish mudstone with s:m ratio 1:1 (I1) is also present.

Figure 2. Geological cross-section A-A', with a total stratigraphic thickness up to 3040 m, exposed in the central part of the area. This section could be divided in 15 units. For location and explanation of symbols see figure 1.



Cross-section B-B

- Medium gray sandstone with maximum bed thickness 40 cm and total thickness 65 m. The sandstone is highly deformed and characterized by T_a Bouma interval.
- H) Medium to fine brown grayish sandstones with total thickness of 370 m and maximum bed thickness of 75 cm. The sandstone is characterized by T_{ac} Bouma intervals, water-escape structures and groove marks. T_c Bouma interval represents ripple and convolute lamination. Coal horizons are abundant. Several sub-units of total thickness up to 150 m consist of cyclic alternations of fine brown grayish sandstones and mudstones with s:m ratio 1:1 (H1). The maximum thickness of the sandstone bed is 10 cm. The sandstone is characterized by T_{ac} Bouma intervals, slump horizons and groove marks. T_c Bouma intervals, repert the sandstone is characterized by the sandstone is ch
- G) Red and green mudstone with thickness of 60 m. In places a sub-unit with thin-bedded fine brown sandstones is present.
- F) Coarse gray sandstones with total thickness up to 620 m and maximum bed thickness of 2 m. Bouma intervals T_a, are present. T_c represents ripple lamination. In some places the sandstone is deformed. In the upper part a subunit of red and green mudstone with thickness of 190 m (F1) is present. In the lower part another sub-unit of highly tectonized bluish gray mudstone with thickness of approximately 80 m (F2) is present.
- E) Cyclic alternations with total thickness 50m of highly deformed medium brown sandstones and brown mudstones with s:m ratio 1:1. The maximum thickness of the sandstone bed is 30 cm. The sandstone is characterized by T_{ac} Bouma intervals. T_c represents convolute lamination.
- D) Cyclic alternations up to 60 m of medium to fine brown sandstones and greyish mudstones with s:m ratio 1:9. The sandstone bed maximum thickness is up to 90 cm. Bouma intervals T_{a-c} and flute casts are present in the sandstone beds. T_c Bouma interval represent ripple lamination. In the upper part a sub-unit which consists of gray mudstone with thickness of 5 m (D1) is present.
- C) Brown greenish mudstone with thickness of approximately 20 m.
- B) Cyclic alternations up to 70 m of medium brown sandstones and grayish mudstones with s:m ratio 9:1. The maximum thickness of the sandstone bed is 1 m. The sandstone is characterized by T_{ac} Bouma intervals. Ripple and convolute lamination characterize T_{ac} .
- A) Cyclic alternations with total thickness up to 30 m of medium brown sandstones and brown mudstones with s:m ratio 1:1. The maximum thickness of the sandstone bed is 30 cm. The sandstone is characterized by T_{ac} Bouma intervals. T_c represents convolute lamination.

Figure 3. Geological cross-section B-B', with a total stratigraphic thickness up to 1345 m thick, exposed in the western part of the area. This section could be divided in 9 units. For location and explanation of symbols see figure 1.



Cross-section C-C

- D) Alternated up to 600 m thick fine gray sandstones and bluish mudstones with s:m ratio between 1:9 and 1:1. The sandstone is characterized by many coal clasts. In the upper part of the unit a sub-unit up to 155 m thick with alternated coarse brown sandstones and mudstones with s:m ratio 2:1 (D1) was formed. The maximum thickness of the sandstone bed is 40 cm. The sandstone is deformed and characterized by T Bouma interval and abundant coal clasts. Small rounded clasts appear in the lower part of the sandstone bed. In the middle part of the unit a sub-unit consisting of alternated fine gray sandstones and gravish mudstones with s:m ratio 1:1 (D2) up to 20 m thick is present. The maximum thickness of the sandstone bed is 20 cm. The sandstone beds are characterized by many coal clasts, sole marks and Tbc Bouma intervals. The T Bouma interval is represented by ripple lamination.
- C) Bluish mudstone with thickness of 260 m. In the upper and lower part of the unit intercalates a sub-unit which consists of conglomerate (B1) with total thickness of 100 m.
- B) Greenish brown mudstone with total thickness of about 420 m. In some places a sub-unit consisting of thin-bedded brown sandstone with maximum bed thickness 4 cm was formed. The sandstone is characterized by T Bouma interval and coal clasts. In the top of this unit a sub-unit which consists of conglomerate with thickness of about 50 m (B1) is present. The conglomerate is coarsegrained, poorly sorted, clast-supported gravel lacking internal organization with sand matrix. Clasts are sandstone and limestone with Lmax 30 cm. In some places the conglomerate alternates with coarse to medium brown sandstones and brown mudstones with s:m ratio between 9:1 and 2:1 with total thickness up to 10 m (B2). The maximum thickness of the sandstone bed is 80 cm. In the bottom of the unit intercalates a sub-unit which consists of bluish pebbly mudstone with thickness of about 10 m (B3), is poorly sorted with no internal organization. The pebbles are sandstone with Lmax 20 cm.
- A) Alternated thin-bedded fine reddish to brown sandstones and reddish mudstones with s:m ratio between 1:1 and 1:9 and total thickness up to approximately 15 m. The sandstone beds are characterized by T_{bc} Bouma intervals. T_c represents ripple lamination.

Continue..



Figure 4. Geological cross-section C-C', with total stratigraphic thickness up to 2420 m thick, exposed in the Northwest part of the area. This section could be divided in 8 units.ll For location and explanation of symbols see figure 1.

- H) Grayish mudstone with thickness of 310 m. In some places a sub-unit which consists of thin-bedded sandstones is present.
- G) Cyclic alternations up to 175 m of thin-bedded coarse brown sandstones and grayish mudstones with s:m ratio between 2:1 and 1:1. The sandstone is characterized by T_{ab} Bouma intervals and groove marks. Coal horizons are abundant, aligned to the lamination of the sandstone beds.
 E) Bluich mudstone 2(0 m thick).
- F) Bluish mudstone, 260 m thick.
- E) Cyclic alternations up to 380 m which consist of medium brown reddish sandstones and brown mudstones with s:m ratio between 1:6 and 1:9. The sandstones are characterized by $T_{a,c}$ Bouma intervals and sole marks. The T_c Bouma interval is represented by ripple lamination.

3. INTERPRETATION

Bouma sequence presence, within the studied sedimentary successions, indicates that submarine fans filled up the basin. The channelized geometry of the sandstones, the presence of conglomerates and slump horizons indicate that the whole studied deposits accumulated in the proximal part and mostly represent the inner fan sub-environment. The units of alternated thin bedded sandstones and mudstones with s:m ratio 1:1 (Figure 2, units: A, C, E, G, J, N, sub-units: D1, H1, I1, M1, M3 ; Figure 3, units: A, E, sub-units H1; Figure 4, unit: G, sub-unit: D2) are interpreted as levees and interchannel deposits. The units of mudstones (Figure 2, unit: L; Figure 3, units: C, G, sub-units: D1, F1, F2; Figure 4, unit: H), and alternated cylces with sandstones and mudstones and s:m ratio 1:9 (Figure 3, unit: D; Figure 4, unit: E) are interpreted as levee mudstones. The thick mudstone units (Figure 4, units: B, C, F) may represent shelf deposits. Medium, coarse sandstone (Figure 2, units: B, D, F, H, I, K, M, O, sub-units: C1, J1; Figure 3, units: B, F, H, I; Figure 4, sub-units: B2) and conglomerate units (Figure 4, unit C, sub-unit: B1) are interpreted as channel deposits. The pebbly mudstone horizon (figure 4, sub-unit: B3) represents sediments that deposited in the slope area and formed due to slump and slide.4.

4. PALAEOCURRENT ANALYSIS

The palaeoflow trends have been estimated from the sole marks at the base of the sandstone beds. For sole marks which are hosted in beds with gradient greater than 25° the rose diagrams have been rotated. The projection of the mean palaeocurrent directions in the rose diagrams show two palaeoflow directions for cross-section A-A' (NE-SW and NW) and three direction for cross-sections B-B' (SWS, WNW-ESE and WSW-ENE) and C-C' (WNW, SW and E-W) (Fig. 1).

5. DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The Metsovo area according to the interpretation of the three studied cross-sections indicates the proximal part of the submarine fan and represents the inner fan. The central and western parts of the Metsovo area represent the inner fan. The eastern part of the area represents the most proximal part of the inner fan and maybe a part of a shelf. The results from the palaeocurrent data indicate mainly two directions. The main direction is SW and the minor is WNW. The Metsovo basin seems to have multiple feeders from North and East, maybe the basement of Pindos. This hypothesis agrees in general with the palaeocurrent directions proposed by Richter (1993) and Bonorino (1996).

The total thickness of the flysch deposits in Metsovo area is approximately 6805 m. This thickness represents the total exposed thickness which includes possible increasement of the thickness due to tectonic stacking and folding of the submarine fan deposits. Although there are not many sedimentary horizons for correlation either in the same section or between adjacent sections researchers proposed different thickness of the flysch deposits in this area. Lorsong (1977) suggest 530 m, while Aubouin (1959) and Richter et al. (1993) proposed thickness of 1000 m to 2000 m or more. In order to estimate the exact stratigraphic thickness more detailed work is needed, dating and describing the exposed sediments. Our estimation is that the real thickness is more than 1000m but less than 6805m.

REFERENCES

- AUBOUIN, J., 1959. Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale: les confins de l'Epire et de la Thessalie: Ann. Géol. des Pays Hell., 10, 1-184.
- AUBOUIN, J., 1964. Reflection sur le problème des Flyschs et des Molasses: son aspect das les Hellènides (Grèce): Eclogae Geolologicae Helvetiae, 57, 451-496.
- AUBOUIN, J. 1965. Geosynclines. Amsterdam: Elsevier, 350 pp.
- BONORINO, G. 1996, Foreland sedimentation and plate interaction during closure of the Tethys ocean (Tertiary; Hellenides; Western Continental Greece). *Journal of Sedimentary Research*, 66, 1148-1155.
- BOUMA, A. H. 1962. *The sedimentology of some Flysch deposits: a graphic approach* to facies interpretation. Amsterdam: Elsevier, 168 pp.
- FLEURY, J. 1980. Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonus (Grece occidentale et Peloponnese du Nord): evolution d'une plateforme et d'une bassin dans leur cadre alpin. Société Géologique du Nord 4, 1-651.
- JONES, G., DEWEVER, P. & ROBERTSON, A.H.F. 1992. Significance of radiolarian age data to the Mesozoic tectonic and sedimentary evolution of the nothern Pindos Mountains, Greece. *Geological Magazine*, 129, 385-400.
- KATSIAVRIAS, N. 1983. The North Pindos Flysch : Flysch of the western part of the Gavrovo ridge . Northwestern Greece. Inst. Geol. Min. Expl., 126-139.
- KOCH, K. E. & NICOLAUS, H. J., 1969, Zur Geologie des ostpindos flysch beckens und seiner umrandung. Inst. for. Geol. Subsurf. Reser. Athens, raport no 9.
- LORSONG, J. A., 1977, Stratigraphy of the Pindos flysch in the Politses mountains, Northwestern Greece. VI Coll. Aegean region, II, 703-714.
- RICCI LUCCHI, F. 1975. Depositional cycles in two turbidite formations of Nothern Apennines (Italy). Journal of Sedimentary Petrology, 45, 3-432.
- RICHTER, D., 1993, Die Flyschzonen Griechenlands VII. Sedimentstrukturen, Ablagerungsart und Schüttungsrichtungen im Flysch der Pindos-Zone (Griechenland): *N. Jahrbuch für Geol. und Paläont., Monatshefte* 9, 513-544.
- RICHTER, D., MULLER, C., AND MIHM, A., 1993, Die Flyschzonen Griechenlands V. Zur Stratigraphie des Flysches der Pindos –Zone im nordlichen Pindos-Gebirge zwischen der albanischen Grenze und der Querzone von Kastaniotikos (Griechenland): *N. Jahrbuch für Geol. Paläont., Monatshefte*, 5, 257-291.
- ROBERTSON, A. H. F., CLIFT, P. D., DEGNAN, P. J. & JONES, G. 1991. Palaeogeographic and palaeotectonic evolution of the Eastern Mediterranean Neotethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87, 289-343.
- STOW, D. A. V., READING, H. G. & COLLINSON, J. D. 1996. Deep Seas. In Sedimentary Environments (ed. H. G. Reading), 395-453.

DISTRIBUTED MODELLING OF SOIL EROSION AND SEDIMENT TRANSPORT V. HRISSANTHOU¹ AND A. PSILOVIKOS²

ABSTRACT

A mathematical model is used for the estimation of the annual sediment yield resulting from rainfall and runoff at the outlet of Nestos River basin (Toxotes, Thrace, Greece), where the ecologically interesting Nestos delta exists. The model is applied to that part of Nestos River basin (838 km²) which lies downstream of three dams. Two dams (Thissavros and Platanovryssi) have been already constructed, while the third one (Temenos) is under construction. The model consists of three sub-models: a rainfall-runoff sub-model, a surface erosion sub-model and a sediment transport sub-model for streams. This model is also capable of computing the annual erosion amount and sediment yield in the individual sub-basins.

KEY WORDS: River basin, soil erosion, sediment transport, mathematical model.

1. INTRODUCTION

Nestos River flows through two European countries, Bulgaria and Greece, and discharges its water into Aegean Sea. In the Greek part of Nestos River, two dams (Thissavros and Platanovryssi) have been already constructed while a third dam (Temenos) is under construction. The construction of the dams and, therefore, the creation of the corresponding reservoirs implies the decrease of sediment yield at the basin outlet, in relation to the time before the construction of the dams, because of the reservoir sedimentation. It is worth of mention that an ecologically interesting delta at the basin outlet exists. Consequently, the sediment deposition regime of the delta is quantitavely influenced by the reservoir sedimentation.

This paper aims at the estimation of the annual sediment yield, due to rainfall and runoff, at the outlet of Nestos River basin. The main physical processes quantified in the present study are: runoff resulting from rainfall, soil surface erosion due to rainfall and runoff, inflow of soil erosion products into streams and sediment transport in streams. The quantification of the above chain of physical processes leads to the computation of sediment yield at the basin outlet. The sub-models which enable the quantification of the above mentioned physical processes are: a rainfall-runoff sub-model, a soil surface erosion sub-model and a sediment transport sub-model for streams. The individual sub-models are described in the following sections.

2. RAINFALL-RUNOFF SUB-MODEL

A simplified water balance model is used for the computation of the runoff h_o [mm] in a sub-basin (Giakoumakis and Tsakiris, 1992). As is well known, a part of the rainfall water can be stored in the root zone of the soil. If S_{\max} [mm] is the maximum available soil moisture and S_n [mm] the available soil moisture for the time increment *n*, the difference $S_{\max} - S_n$ represents the soil moisture deficit for the time increment considered. It is obvious that the available soil moisture S_n [mm] increases through the rainfall N_n [mm] and decreases through the potential evapotranspiration E_{pn} [mm], the deep percolation IN_n [mm] and the runoff

 h_{on} [mm], where the index *n* designates the time increment. The balancing equation is written below:

$$S_{n} = S_{n-1} + N_{n} - E_{pn} \tag{1}$$

The runoff h_{on} [mm] and the deep percolation IN_n [mm] for the time step n can be evaluated as follows:

^{1.} Democritus University of Thrace, Department of Civil Engineering, 67100 Xanthi, Greece.

^{2.} University of Thessaloniki, Department of Geology, 54006 Thessaloniki, Greece.

If $S_n' < 0$ then $S_n = 0$, $h_{on} = 0$ and $IN_n = 0$ If $0 \le S_n' \le S_{\max}$ then $S_n = S_n'$, $h_{on} = 0$ and $IN_n = 0$ If $S_n' > S_{\max}$ then $S_n = S_{\max}$, $h_{on} = k(S_n' - S_{\max})$ and $IN_n = k'(S_n' - S_{\max})$, where k' = 1 - k. k and k' are proportionality coefficients.

The maximum available soil moisture S_{max} [mm] is estimated by the following relationship of Soil Conservation Service (SCS, 1972):

 $S_{\text{max}} = 25.4[(1000/CN) - 10]$

(2)

(5)

where CN is the curve number depending on the soil cover, the hydrologic soil group and the antecedent soil moisture conditions (0 < CN < 100).

The potential evapotranspiration E_{pn} [mm] is estimated by the radiation method improved by Doorenbos

and Pruitt (1977). For this purpose, the following meteorological data are required: mean daily temperature, sunlight hours per day, mean daily relative humidity and mean daily wind velocity.

3. SOIL EROSION SUB-MODEL

The following relationships of Poesen (1985) are used for estimating soil surface erosion:

 $q_{rs} = C(KE)r_s^{-1}\cos a$ (3) $q_r = q_{rs}[0.301\sin a + 0.019D_{50}^{-0.22}(1 - e^{-2.42\sin a})]$ (4) where

 q_{rs} : mass of detached particles per unit area [kg/m²]

 q_r : downslope splash transport per unit width [kg/m]

C: soil cover factor

KE: rainfall kinetic energy [J/m²]

 r_s : soil resistance to drop detachment [J/kg]

a : slope gradient [°]

 D_{50} : median particle diameter [m]

The variables r_s , a and C are the "passive" factors of the detachment process because they refer to the soil

surface, while KE is the "active" factor because it refers to the rainfall which induces detachment. At this point, it must be noted that the original relationship of Poesen for splash detachment is valid for bare soils. Therefore, an additional factor is necessary to express the decrease of splash detachment because of the vegetation. It is believed that the dimensionless vegetation factor of the Universal Soil Loss Equation (USLE; Wischmeier and Smith, 1978) is appropriate to express the vegetation influence.

The rainfall kinetic energy KE [J/m²] is given by the equation (Poesen, 1985):

 $KE = \beta N$

where

N : rainfall amount [mm]

 β : factor proportional to the square of the mean fall velocity of the raindrops [J/(m² mm)]

The resistance of the soil material r_s [J/kg] can be given as a function of the median particle diameter D_{50} [m] by the equation (Poesen, 1985):

 $r_s = 1836.5 + 175.7 \ln D_{50}$, for $0.0001m < D_{50} < 0.0007m$

The sediment transport by runoff $q_f [m^3/(s m)]$ is expressed as follows (Nielsen et al., 1986):

$$q_f = rq_t \tag{7}$$

where

 q_t : sediment transport capacity by overland flow $[m^3/(s m)]$

r: entrainment ratio; it equals 1 for noncohesive soils, while for

cohesive soils it is less than 1.

The well known formula of Engelund and Hansen (1967) for sediment transport capacity by streamflow was modified especially for overland flow:

$$q_t = 0.04 \frac{(2g/f)^{1/6}}{(\rho_s/\rho^{-1})^2 g^{1/2} D_{50}} q^{5/3} i^{5/3}$$

where

q : runoff rate $[m^3/(s m)]$

i: energy slope

g : gravity acceleration $[m/s^2]$

f: friction factor

 ρ_s : sediment density [kg/m³]

 ρ : water density [kg/m³]

$$D_{50}$$
: [m] q_t : [m³/(s m)]

The friction factor f is given by the equation (Engelund and Hansen, 1967):

 $f = 2gh_o i / u^2$

where

 h_o : flow depth [m] u: mean flow velocity [m/s]

4. SEDIMENT INFLOW INTO STREAMS

The available sediment on the soil surface equals the sum "downslope splash transport + sediment transport by runoff". The sediment quantity reaching a stream from the respective basin area results by means of the following controls: If the available sediment in the stream basin exceeds overland flow sediment transport capacity, deposition occurs on the basin soil, and the sediment transported to the stream equals sediment transport capacity. If the available sediment in the basin is less than overland flow sediment transport capacity and if the flow's erosive forces exceed the resistance of the soil to detachment by flow, detachment occurs; in this case, sediment transported to the stream equals the available sediment.

5. SEDIMENT TRANSPORT SUB-MODEL FOR STREAMS

The sediment yield at the outlet of the stream considered is computed by the concept of sediment transport capacity by streamflow. The following relationships are used to compute sediment transport capacity by streamflow (Yang and Stall, 1976):

$$\log c_t = 5.435 - 0.286 \log \frac{wD_{50}}{v} - 0.457 \log \frac{u_*}{w} + (1.799 - 0.409 \log \frac{wD_{50}}{v} - 0.314 \log \frac{u_*}{w}) \log(\frac{ui}{w} - \frac{u_{cr}i}{w})$$
(10)

$$\frac{u_{cr}}{w} = \frac{2.5}{\log(u_*D_{50}/v) - 0.06} + 0.66, \text{ if } 1.2 < u_*D_{50}/v < 70$$
(11)

(9)

(6)

(8)

$$\frac{u_{cr}}{w} = 2.05$$
, if $\frac{u * D_{50}}{v} \ge 70$

where

c_t: total sediment concentration by weight [ppm]

u: mean flow velocity [m/s]

 u_{cr} : critical mean flow velocity [m/s]

u*: shear velocity [m/s]

w: terminal fall velocity of sediment particles [m/s]

v: kinematic viscosity of the water [m²/s]

i : energy slope

 D_{50} : median particle diameter of the bed material [m]

The sediment yield at the outlet of the stream considered is estimated by a similar concept as the sediment supply to the stream from soil surface erosion: If the available sediment in the stream exceeds sediment transport capacity by streamflow, deposition occurs, and the sediment outflow equals sediment transport capacity. If the available sediment is less than streamflow sediment transport capacity, bed detachment may occur, and the sediment outflow equals the available sediment.

Figure 1 shows the flow chart of the whole computational process.



Figure 1: Flow chart of the computational process

6. APPLICATION TO NESTOS RIVER BASIN

The mathematical model described above was applied to that part of Nestos River basin which lies downstream of the dams. The area of this part of Nestos basin is about 838 km² consisting of forest (48%), bush (20%), cultivated land (24%), urban area (2%) and an area with no significant vegetation (6%). The highest altitude of the considered basin part is about 1600 m. The length of Nestos River in this part is about 55 km. The rocks were divided into permeable (38%), impermeable (41%) and semi-permeable (21%). The permeable rocks include marble, the impermeable rocks include schist, granite, granite-diorite, gneiss and gneiss-granite, while the semi-permeable rhyolite and lignite.

The basin was divided into 20 natural sub-basins (Figure 2) for more precise calculations. The area of the sub-basins varies between 13 and 67 km^2 .



Figure 2: Stream system map of Nestos River basin (20 sub-basins)

Only the main stream of each sub-basin was considered for the sediment transport process. A sediment routing plan is necessary in order to specify the sediment motion from sub-basin to sub-basin.

Monthly rainfall data for 11 years (1980 - 1990) from eight rainfall stations were available. The mean annual value of the rainfall amount from the eight stations is 814 mm. For every month of the 11 years, mean daily values of air temperature, relative air humidity and sunlight hours from a meteorological station located near the basin outlet were also available. Mean daily values of wind velocity only for two years were obtained from the same meteorological station.

The sub-models described in the previous sections were applied to each sub-basin separately and for every month of a certain year. This way of working renders necessary the following assumptions: uniform conditions exist over a sub-basin and steady-state conditions exist throughout each month for the runoff, erosion and sediment transport processes.

7. ARITHMETIC RESULTS

The monthly values of sediment yield at the basin outlet resulting from the mathematical model for a certain year were added to produce the annual value of sediment yield YA due to surface and stream erosion. The annual surface erosion amount for the whole basin is symbolized with YD. The ratio of YA to YD is called the sediment delivery ratio (DR). The arithmetic results for YA, YD and DR for the years 1980 - 1990 are contained in Table 1.

Year	<i>YA</i> [t]	YD [t]	DR [8]	Year	<i>YA</i> [t]	<i>YD</i> [t]	DR [%]
1980	298 000	896 000	33	1986	196 000	500 000	39
1981	528 000	1737000	30	1987	638 000	1109000	58
1982	446 000	1513000	29	1988	396 000	442 000	90
1983	80 000	132 000	61	1989	201 000	249 000	81
1984	492 000	1280000	38	1990	75 000	96 000	78
1985	119 000	119 000	100				

Table 1: Arithmetic results foray, YD, and DR for different years

The mean values of the variables YA, YD and DR contained in Table 1 are 315 500 t, 734 000 t and 58%, respectively. Because of lack of sediment yield data at the basin outlet, the above mean values are compared with the mean values resulting from another mathematical model described in Hrissanthou et al. (2000). The latter model differs from the model described in the previous sections only in the soil surface erosion sub-model.

The mean values of the variables YA, YD and DR, and, according to the mathematical model described in Hrissanthou et al. (2000), are 319 500 t, 672 500 t and 65%, respectively.

The model presented in this paper is also able to deliver erosion and sediment yield values for the individual sub-basins. For instance, sub-basins 2 and 10 (Figure 2) are selected for presentation of arithmetic results. Sub-basin 2 has an area of about 31 km² consisting of forest (45%) and no significant vegetation (55%). The mean soil slope gradient amounts to 23%. Sub-basin 10 has an area of about 62 km² consisting of forest (72%), bush (10%), cultivated land (12%), no significant vegetation (5%) and urban area (1%). The mean soil slope gradient amounts to 40%.

Table 2 contains the annual values of soil surface erosion (yd) in sub-basins 2 and 10, and the annual values of sediment yield (ya) at the outlets of sub-basins 2 and 10 for the years 1980 - 1990. It is obvious from Table 2 that the values of the variables yd and ya in sub-basin 2 are identical for the years considered. It means that the sediment delivery ratio for sub-basin 2 is 100%.

the second se	And in case of the local data and the local data an					0	~ >		1.0			
Year		Sub	-basin 2	Sub	o-basii	n 2	Sub-	-basin	10	Sub-	-basi	n 10
		vd	[+]	ya	[t]		vd	[+]		ya	[t]	
		900	[0]				900	[0]				
1980		28	000	28	000		132	000		124	000	
1981		15	000	15	000.		158	000		141	000	
1982		24	000	24	000		192	000		143	000	
1983		15	000	15	000		6	000		6	000	
1984		14	000	14	000		144	000		144	000	
1985		2	000	2	000		15	000		15	000	
1986		14	000	14	000		95	000		95	000	
1987		25	000	25	000		110	000		110	000	
1988		9	500	9	500		49	000		49	000	
1989		6	000	6	000		24	000		24	000	
1990		3	000	3	000		5	000	and -	5	000	la Paris

Table 2: Arithmetic results for yd and ya for different years

8. REMARKS

The most important drawbacks of the modelling chain are quoted below:

- The temporal development of the physical processes over the considered time period is not followed. The model computes only total values of runoff, soil erosion and sediment transport.
- The equations used for soil erosion and sediment transport were not adapted to local conditions; especially, the equations for soil erosion were developed for small experimental fields.
- Snowmelt runoff, gully and bank erosion were neglected.

9. CONCLUSIONS

- The small deviation between the corresponding mean annual values of soil erosion on the one hand and sediment yield on the other hand, according to two different mathematical models, is an encouraging indication for the size order of these quantities.
- The proportionality factor k of the hydrologic sub-model and the entrainment ratio r of the soil erosion sub-model were determined by calibration. All remaining parameters were estimated by means of tables, topographic or geologic maps and the available meteorologic data.
- It has to be stressed that a "middle behaviour" of the basin with reference to soil erosion and sediment transport is quantified by the model described above.

REFERENCES

- DOORENBOS, J. & PRUITT, W. O. 1977. Crop water requirements, FAO, Irrigation and Drainage Paper 24 (revised).
- ENGELUND, F. & HANSEN, E. 1967. A monograph on sediment transport in alluvial streams (Teknisk Forlag, Copenhagen).
- GIAKOYMAKIS, S. & TSAKIRIS, G. 1992. Soil erosion modelling in the northern region of the Mornos River basin, *Proceedings of the 5th Conference of the Greek Hydrotechnical Union*, Larissa, 5, 111-123 (in Greek).
- HRISSANTHOU, V., AKRITIDIS, I. & TSOUMANIS, K. 2000. Estimation of sediment yield in Nestos River basin downstream of the dams, *Proceedings of the 8th Conference of the Greek Hydrotechnical Union*, Athens, 319-326 (in Greek).
- NIELSEN, S. A., STORM, B. & STYCZEN, M. 1986. Development of distributed soil erosion component for the SHE hydrological modelling system, *Proceedings* of the International Conference on Water Quality Modelling in the Inland *Natural Environment*, Bournemouth, UK, 1-13.

POESEN, J. 1985. An improved splash transport model, Zeitschrift für Geomorphologie 29, 2, 193-211.

- SOIL CONSERVATION SERVICE 1972. National Engineering Handbook, Section of Hydrology, Washington D. C.
- WISCHMEIER, W. H. & SMITH, D. D. 1978. Predicting rainfall erosion losses. A guide to conservation planning, US Department of Agriculture, Agriculture Handbook no. 537.
- YANG, C. T. & STALL, J. B. 1976. Applicability of unit stream power equation, Journal of the Hydraulics Division, ASCE, 102, HY5, 559-568



TURBIDITE DEPOSITION IN THE EARLY LATE CRETACEOUS PINDOS BASIN (EXTERNAL HELLENIDES)

P. NEUMANN¹

ABSTRACT

The lower Upper Cretaceous clastic lithologies of the Pindos Zone in western Greece document a phase of enhanced tectonism. They are preserved as mixed carbonate/siliciclastic turbidite associations alternating with deep-marine siliceous sediments. New faunal and sedimentological data recovered from these deposits hint at two major pulses of turbidite shedding commencing at the change from the Early to the Middle Cenomanian and in the Late Turonian. The deposits are organized in generally thin clastic packages that can be attributed to lower fan facies. Different sources are likely for the occurrences in the central Pindos Mountains, the western and the easternmost Peloponnese.

KEY WORDS: Cretaceous; turbidite facies; submarine fans; Pindos Basin; biostratigraphy; orbitolines; Greece.

1. INTRODUCTION

In the Mediterranean Tethys, the Mid-Cretaceous interval records a complex evolution characterized by breccias, flysch-like deposits, facies changes, slumps and black shales (e.g. Galli 1993; Gusic & Jelaska, 1993). Mid-Cretaceous strata in different zones of the Greek Hellenides closely mirror this complex history of tectonic and sea-level controlled processes.

The Pindos Zone is a major nappe unit in western Greece exposing thrust-imbricated sedimentary rocks. These originate from a deep, probably oceanic, basin (e.g. Degnan & Robertson 1998) that formed along the northeastern passive continental margin of Apulia in Mesozoic to Tertiary times (e.g. Dercourt et al., 1993). The Mid-Cretaceous basin fill comprises thin siliceous sediments (*Marnes rouges*; Fleury, 1980; Thiebault et al., 1981), siliciclastic facies (*Premier flysch du Pinde*; Aubouin, 1957; Fleury, 1975), orbitoline-rich calciturbidites (*Orbitolinenhorizont* sensu Renz, 1955) and black shales (Antoniou, 1993; Neumann & Zacher, 1998). These rocks have previously undergone extensive study in different areas (e.g. Maillot, 1979; Katsikatsos, 1980; Katsiavrias, 1991; Wagreich et al., 1996), but only few basinwide studies exist (e.g. Richter & Müller, 1993; Piper & Pe-Piper, 1980). Up to now, the chronostratigraphic framework is also poorly constrained.

This paper gives a preliminary summary of new data that contribute to the knowledge about age, composition and environment of the Mid-Cretaceous turbidite facies. Within the Pindos Zone of mainland Greece and the Peloponnese, 12 sections were recorded and sampled in detail (Fig.1). Numerous further outcrops were included in this study. Original logs and biostratigraphic data can be obtained from Neumann (1998).

2. CHARACTERIZATION OF MID-CRETACEOUS LITHOLOGIES

Throughout the working area, the Mid-Cretaceous is represented by a thin siliceous formation (few tens of m) sandwiched between thick successions of pelagic and turbiditic limestones of Upper Jurassic to lowermost Cretaceous and Upper Santonian to Paleocene ages (see inset in fig.1). The siliceous facies is comprised of thinbedded cherts, red clays and clayey marks with an apparent red/green cyclicity. Mud turbidites, radiolarian-sand layers and, locally, black shales are superimposed.

Regionally, in the upper part of the siliceous formation intercalations of gravity-displaced deposits appear. These sharply contrasting greenish turbidite sequences range in thickness from few m to 90 m at maximum. This clastic facies is characterized by the co-occurrence of carbonate and terrigeneous sediment within a vertical succession as well as within individual beds. Fig. 2 shows two simplified examples of tectonically backstripped sections in the Peloponnese with typical turbidite associations.

Biostratigraphic data of this study prove that shedding of these turbidite sequences took place in Middle Cenomanian to Early Santonian times (fig.3). Locally, siliciclastics occur in the earliest Cretaceous, e.g. in the area of Karpenission.

^{1.} Dept. of Geology, Technical University of Munich, Arcisstr. 21, 80333 Munich, Germany



Fig. 1: Tectonic sketch of the western Greek fold and thrust belt showing the location of the studied sections. The rough lithofacies distribution of the Mid-Cretaceous in the tectonically compressed Pindos nappe is indicated. (Additional data obtained from literature and the sheets of the Geological Map of Greece 1:50.000).

3. TURBIDITE FACIES AND ASSOCIATIONS

3.1. SUMMARY OF DEPOSITIONAL TYPES

The investigated sections contain a wide range of mass-flow deposits. Generally, the turbidite facies is made up by comparatively thin and finegrained beds. Coarse clastic facies, e.g. megabreccias, are missing. Bed thickness never exceeds 10 m.

Debris-flow deposits (DF) are predominantly of calcareous origin and mainly form lenticular bodies with thicknesses up to 4 m. Grain sizes reach 30 cm. Clast- and matrix-supported breccias occur. Rarely, siliciclastic debris-flow deposits up to 1,5 m thick can be observed, which are characterized by a quartz-rich matrix and fragments of cherts, pelites and lutitic limestones.

Coarse grained turbidites (CTSgr) reach 7 m thickness at maximum. In most cases the coarse detritus is calcareous with the exception of cherts, silicified fragments and claystones. The upper Bouma divisions can be of siliciclastic origin. Gradational transitions between calcareous litho-/bioclasts and quartz are common. In few cases siliciclastics predominate (TSgr).

Sandy turbidites (terrigeneous: TS or calcareous: CTS) show thicknesses of some centimeters to 1,5 m, commonly 20-60 cm. They consist of calcareous and/or terrigeneous sediment. Internal turbidite features, like grading, ripple-cross and planar lamination are common. Erosive bases with coarse basal lags can be observed in coarser beds, sole marks and complete Bouma sequences are rare. Amalgamation of beds occurs. The siliciclastic turbidites show typical green or yellow weathering-colours.

Mud turbidites (TM) contain more than 50% mud-sized material. Usually, they show minor thicknesses of some cm, rarely up to 50 cm. Their composition can be calcareous or terrigeneous. In the Pindos Mountains highly bituminous mudturbidites occur (Neumann & Zacher, 1998).



Fig.2: Examples of simplified logs of the Lower and Mid-Cretaceous facies of the Pindos Zone in the western Peloponnese (P 11 and P 8). The main turbidite facies are indicated. P11 shows a proximal setting with coarse and thick beds (orbitoline horizon) at the base of thinning upward sequences (channel fills).

3.2. SUMMARY OF TURBIDITE ASSOCIATIONS

The different types of mass-flow deposits are organized in specific packages. Vertical sequences can be simply composed of one bed type, e.g. sandy turbidites, but also display a variety of mass-flow types, partly mixed with other lithologies like cherts, pelites and pelagic limestones. Small-scale slumping occurs. The principle turbidite associations of the Cenomanian to Lower Santonian in the studied outcrops can be summarized as follows.

	Siliciclastic:	
•	Successions of sandy turbidites (TS) and shales	4->40 m
	Calcareous:	
•	Successions of calcareous turbidites (CTS, CTM)	few m to 80 m
•	Successions of calcareous debris-flow deposits (DF) and coarse to medium-grained	
	calciturbidites (CTSgr, CTS)	> 20 m
	Mixed calci- and siliciclastic:	
•	Major thinning upward turbidite successions (TS, TM) with coarse	
	calcareous bases (CTSgr or DF)	up to 60 m
•	Chaotic successions of calcareous and siliciclastic debris-flow deposits (DF)	
	and turbidites (CTSgr, CTS, TS, TM)	up to 15 m

Coarser clastic facies and associations are described by Katsiavrias (1991) who mentions chaotic debris-flow deposits with up to 20 m thickness in the western Peloponnese, showing volcaniclastic matrix. Scandone (1971) even recognizes the occurrence of a large olistolithe of Triassic rocks in the Mid-Cretaceous of the Pindos Mountains in mainland Greece.

3.3. FACIES AND AGE SIGNIFICANCE OF ORBITOLINE HORIZONS

Orbitoline horizons display the coarse calcareous facies (DF and CTSgr). The new data make a restriction to two stratigraphic intervals within the lower Upper Cretaceous section likely. The orbitoline horizons are made up of either a single debris-flow/turbidite bed or of a clustering of several beds. Thicknesses of single beds range from less than 1 m to 7 m. In the Pindos Mountains and the SW-Peloponnese a lower orbitoline horizon can be defined which, locally, forms the base of siliciclastic thinning-upward turbidite associations. Radiolaria in section P 2 prove a late Early to early Middle Cenomanian age (Neumann & Zacher, 1998), which is supported by planktonic foraminifera (e.g. *Favusella washitensis, Planomalina buxtorfi* and *Praeglobotruncana gibba*). An upper, less pronounced orbitoline horizon occurs in the Late Turonian to Lower Coniacian interval, based on *Marginotruncana*- and *Helvetoglobotruncana*-faunas and radiolaria. Nannoplankton investigations in section P 4 support this age (CC13, *Marthasterites furcatus* zone), which is also reported by Wagreich et al. (1996). The beds contain orbitolines as free tests and/or as components of clasts. The orbitolines belong to the subfamilies Dictyoconinae and Orbitolininae. Identification down to species level was possible with *Conicorbitolina conica* (d'Archiac) (uppermost Albian to Middle Cenomanian).

It is tempting to speculate on a correlation of the orbitoline horizons with major event beds in adjacent zones, e.g. conglomeratic units in the Mid-Cretaceous Mesoautochthonous of the Pelagonian Zone as described by Richter et al. (1997).

4. ON THE COMPOSITION OF THE TURBIDITE BEDS

Siliciclastic and carbonate sediment occur in a variety of mixtures. Generally, carbonate debris ranges from mud-sized grains to pebbles of few tens of cm, whereas the bulk of non-carbonate sediment is restricted to mud, silt- and sand-sized grains.

Carbonate detritus: The carbonate sediment is mainly composed of rudist debris (20-80%; hippuritids and radiolitids, e.g. *Durania* sp.) and varying amounts (10-90%) of highly diverse lithoclasts of neritic and basinal facies. Further bioclasts include single benthic foraminifera (textulariids, orbitolinids, rotaliids and miliolids), planktonic foraminifera, echinoderms, poriferans, algae and others. Stratigraphic downcutting (shelf-edge and intrabasinal erosion) in the source area can be estimated to at least the Upper Albian and locally lowermost Cretaceous (Calpionella-bearing biomicrites).

Terrigeneous detritus: Regarding the proportion of principle grain types, the siliciclastic turbidites range from quartzarenites to moderately sorted carbonate-rich litharenites. The main non-calcareous grain type is subangular to sub-rounded quartz. Further contributors are cherts, sheet silicates like chlorite, muscovite and biotite, feldspar, and rock fragments of phyllites, quartzites, sandstones, pelites and few volcanics. Accessory minerals are chromite, glauconite, garnet and phosphates. Coarser fragments are rip-up clasts of silicified rocks, cherts, radiolarites and claystones. Plant debris occurs locally.

Ophiolitic debris: In the easternmost Peloponnese huge amounts (up to 20%) of ophiolitic debris like chromite and fragments of serpentinites, radiolarites and diverse igneous rocks can be observed. Rounded and angular, finegrained volcanic rock fragments reach up to few cm in size in breccia deposits. Thin-section analysis shows a basic composition of microphenocrysts of plagioclase set in a groundmass of feldspars, altered pyroxenes and opaques. Calcite, sericite, chlorite and serpentine are common.

Investigations on the heavy mineral assemblages and their regional variation are currently in progress. Further data are given by Faupl et al. (1998).

5. SUMMARY OF BIO- AND EVENTSTRATIGRAPHY



Fig. 3: Dating and comparison of Lower Cretaceous to Santonian clastics of the western Greek Pindos Zone. Length of bars shows the maximum stratigraphic ranges of the clastic depositional types, not the actual thickness. Biostratigraphic ages are based on planktonic foraminifera, radiolaria, redeposited fossils and nannoplankton. (?: lack of observation; Evr.: Evritania; M.: Messenia)

6. REMARKS ON PALEOCURRENTS AND ENVIRONMENT

The available paleocurrent, facies and petrographic data point to the existence of three distinct areas with significant siliciclastic intercalations in the western Greek Pindos Zone (see fig.1). Except for single beds and dispersed detritus in calciturbidites, siliciclastics are nearly missing in the Aetolian Pindos (sections P 4, 5, 6). In the area of Karpenission (P 3) few sandstone beds occur as intercalations in Calpionella-bearing limestones of the earliest Cretaceous. Paleocurrent indicators comprise flute casts, dendritic ridge casts and groove casts, as well as ripple cross lamination. Rare findings make systematic interpretations difficult. However, a NNW-origin of turbidites in the central Pindos Mountains sections and a W to WSW-origin for the western Peloponnesian sections is likely. The orbitoline horizons match this pattern. The severely tectonized turbidites of the eastern Peloponnese offer no reliable paleocurrent indicators. The high proportions of ophiolitic debris, however, hint at sources to the east where abundant ophiolites occur (e.g. Huss et al., 1988). This overall pattern is consistent with the observed facies and thickness trends. Paleocurrent and heavy mineral data given by Piper & Pe-Piper (1980), Degnan & Robertson (1998), Richter et al. (1993) and Faupl et al. (1998) support this view.

Thus axial as well as lateral terrigeneous input can be assumed for the western Greek Pindos Basin. The sediment was probably funnelled into the elongate basin via point sources providing an irregular distribution. The turbidite beds are organized into depositional units typical of distal submarine fans (lower fan facies after Normark, 1978). Major thinning-upward sequences resemble more proximal settings (channel fills), whereas fine-grained, thin turbidite successions are characteristic of the outer fan and basin plain.

7. CONCLUSIONS

- Calci- and silicilastic deposits in the working area occur abruptly at the change of the Lower to the Middle Cenomanian and are restricted to the lower Upper Cretaceous in general.
- Mass wasting is most prominent in discrete phases (major redepositional events): The Cenomanian (upper Lower to lower Middle Cen.) and the Middle Turonian to Early Coniacian radiolarite facies can be punctuated by mass-flow deposits of the lower and upper orbitoline horizon.
- Different turbidites and turbidite associations with 90 m thickness at maximum can be distinguished and ascribed to different settings within distal submarine fan environments.
- Palaeocurrent and facies patterns point to a northern source for the outcrops in the Pindos Mountains of mainland Greece, but suggest questionable western sources for the Peloponnese except for the easternmost part. Shedding from the adjacent eastern (Sub-)Pelagonian Zone is assumed.
- Active faulting which is indicated by a complex paleotectonic evolution in adjacent zones (platform drowning, emergence episodes and flysch deposition) created an environment particularly favorable for gravity mass movements along the shelf breaks of the Pindos basin. Major collapses led to calcareous mass flows. Relative falls of sea-level could even trigger bypassing of terrigeneous sediment into the basin.

ACKNOWLEDGEMENTS

This paper presents results of parts of my Ph.D.-thesis sponsored by the German Research Foundation and the Free State of Bavaria. I am indebted to Prof. Dr. W. Zacher (Munich) and Prof. Dr. N. Fytrolakis (Athens) for supervision of my work. Helpful comments and advice were obtained from Dr. H. Risch (Munich), Prof. Dr. R. Schroeder (Frankfurt), Prof. Dr. F. Pomoni-Papaioannou (Athens) and Prof. Dr. A. Lekkas-Zambetakis (Athens). The Institute of Geology and Mineral Exploration (IGME, Athens and Tripolis) kindly permitted fieldwork.

REFERENCES

- ANTONIOU, M. (1993): Contribution to the knowledge of the Olonos-Pindos Zone bituminous schists.- Mining and Metallurgical Annales, 3 (1): 85-96.
- AUBOUIN, J. (1957): Essai de corrélations stratigraphiques en Grèce occidentale.- Bull. Soc. géol. Fr. (6), 7: 281-304.
- DEGNAN, P.J. & ROBERTSON, A.H.F. (1998): Mesozoic-early Tertiary passive margin evolution of the Pindos ocean (NW Peloponnese, Greece).- Sedimentary Geology, 117: 33-70.
- DERCOURT, J., RICOU, L.E. & VRIELYNCK, B. (eds.)(1993): Atlas Tethys, Palaeoenvironmental Maps.- 307 p., 14 maps, 1 pl.; Gauthier-Villars; Paris.
- FAUPL, P., PAVLOPOULOS, A. & MIGIROS, G. (1998): On the provenance of flysch deposits in the External Hellenides of mainland Greece: results from heavy mineral studies.- *Geol. Mag.*, **135**(3): 421-442
- FLEURY, J.-J. (1975): Le "Premier Flysch du Pinde", témoin de l'ensemble des événements orogéniques mésozoiques anté-Crétacé supérieur ayant affecté les Héllénides internes (Grèce). - C.R. Acad. Sc., 281 (D): 1459-1461.
- FLEURY, J.-J. (1980): Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce Continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d, une plateforme et une bassin dans le cadre alpin.- Soc. géol. Nord publ., 4: 651 pp..
- GALLI, G. (1993): Temporal and Spatial Patterns in Carbonate Platforms.- Lecture Notes in Earth Sciences, 46: 325 pp.; Springer.
- HUSS, A., GAITANAKIS, P. & NEUGEBAUER, J. (1987/88): Der Ammonitico Rosso und seine sedimentäre und ophiolithische Bedeckung bei Ano Fanari (Argolis, Griechenland) Tektonik einer obduzierten Mélange und seines Unterlagers.- Ann. Geol. des Pays hellén., 33: 85-112.
- GUSIC, I. & JELASKA, V. (1993): Upper Cenomanian-Lower Turonian sea-level rise and its consequences on the Adriatic-Dinaric carbonate platform.- *Geol. Rundsch.*, **82**: 676-686.
- KATSIAVRIAS, N.A. (1991): Geological structure of the Lefkochori-Myli area central Peloponnesus.- Dissertation Polytechnische Universität Athen, 173 S.; Athen.
- KATSIKATSOS, G. (1980): Geological study of the Vassilikou-Ithomi area (Messenia, Peloponnesus).- Inst. Geol. Subsurf. Res., 197 S.; Athen.
- MAILLOT, H. (1979): Etude sedimentologique du "Premiere Flysch" en Peloponnese occidental (Grece): La formation d'Andritsena.- *Bull. Geol. Soc. Greece*, **14** (1): 94-115.
- NEUMANN, P. (1998): Ablagerungsprozesse, Event- und Biostratigraphie kreidezeitlicher Tiefwassersedimente

der Tethys in der Olonos-Pindos-Zone Westgriechenlands.- Ph.D.-thesis Technical University Munich, 174 p., 42 fig.; Munich.

- NEUMANN, P. & ZACHER, W. (1998): New results on Radiolarian Biostratigraphy and Sedimentology of the Early Cretaceous to Turonian of the Pindos Zone in the Central Pindos Mountains (Mainland Greece).- Proceedings of the 8th Congress of the Geol. Soc. Greece, May 1998, Patras, *Bull. Geol. Soc. Greece*, **32** (2): 59-65.
- NORMARK, E.R. (1978): Fan valleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments.- AAPG Bull., 62: 912-931.
- PIPER, D.J.W. & PE-PIPER, G. (1980): Was there a western (external) source of terrigeneous sediment for the Pindos zone of the Peloponnese (Greece).- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1980**: 107-115.
- RENZ, C. (1955): Die vorneogene Stratigraphie der normalsedimentären Formationen Griechenlands.- Inst. Geol. Subsurf. Res., 637 S.; Athen.
- RICHTER, D. & M¹/₄LLER, C. (1993): Der "Erste Flysch" in der Pindos-Zone (Griechenland)?.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1993** (4).
- RICHTER, D., MIHM, A. & M¹/4LLER, C. (1997): Die pelagonischen Deckenreste auf dem Flysch des Ostpindos-Synklinoriums (Pindos-Zone) westlich des Iti-Gebirges (Mittelgriechenland).- Z. dt. geol. Ges., **148**(2): 237-246.
- SCANDONE, P. (1971): Sulla posizione dei "Calcari di Peristeri" (Pindos occidentale. Grecia).- Boll. Soc. Natur. in Napoli, **80**: 139-145.
- THIEBAULT, F., DE WEVER, P., FLEURY, J.J. & BASSOULET, J.P. (1981): Précisions sur la série stratigraphique de la nappe du Pinde-Olonos de la presqu'ile de Koroni (Péloponnèse méridional - Grèce): l'age des Radiolarites - (Dogger - Crétacé supérieur).- Ann. Soc. Géol. Nord, 100: 91-105.
- WAGREICH, M., PAVLOPOULOS, A., FAUPL, P. & MIGIROS, G. (1996): Age and significance of Upper Cretaceous siliciclastic turbidites in the central Pindos Mountains, Greece. *Geol. Mag.*, **133**: 325-331.

THE PALAEOGEOGRAPHIC DISTRIBUTION OF STROMATOLITES IN THE PARNASSUS ZONE, CENTRAL GREECE, DURING THE EARLY TO MIDDLE PALEOCENE

N. SOLAKIUS¹ AND M. KATI²

ABSTRACT

The stromatolites recorded in the Parnassus Zone, central Greece, were developed in shallow waters (tidal flat conditions) that prevailed in the central areas of the zone during the early to middle Paleocene. In the margins, deeper water prevailed during this interval which enabled the deposition of pelagic limestones. The wide geographic distribution of the stromatolites in the zone probably depended on the lack of organisms feeding on them, climatic factors, salinity of coastal waters and sediment supply. They further acted as post massextinction disaster forms inhabiting the shallow water areas after the extinction of the rudists at the end of the Cretaceous.

KEY WORDS: Parnassus zone, Paleocene, stromatolites

1. INTRODUCTION

It has previously been shown that the stromatolites in the Parnassus Zone, Central Greece (Fig. 1), developed during the early to middle Paleocene above phosphatic hardground beds formed on the top of the Cretaceous carbonate substrate (Kalpakis, 1979; Solakius *et al.*, 1989; Solakius, 1994; Pomomi-Papaioannou, 1994). These hardgrounds have resulted from breaks in deposition during the late Maastrichtian to earliest Paleocene in a seafloor temporarily emerged (Pomoni-Papaioannou, 1994; Solakius, 1994). Both the stromatolites and the underlying hardground bed have been mineralized by iron-oxides and phosphates and are often treated together as a unit termed the hardground-stromatolitic unit (Gregou & Solakius, 1997).

The first more detailed study on the classification of the stromatolites and their habitat was carried out by Kalpakis (1979) who showed that they were of type SH (stacked hemispheroids) and type LLH (lateral linked hemispheroids) as well as knolls and they had developed in a shallow-water environment during the Paleocene. Pomoni-Papaioannou (1994) pointed out that they inhabited the ridges of an uneven seafloor covered by shallow waters on which condensed sedimentation took place and which periodically emerged. Chalks rich in phosphate lags accumulated in depressions. Gregou & Solakius (1997) showed that the stromatolites were developed during the early to middle Paleocene (probably until early late Paleocene, Distomon area) both on ridges and in broad valleys while in the small depressions calcarenitic sediments were deposited.

Thus the stromatolites were shallow-water forms inhabited intertidal areas during the early to middle Paleocene. The questions arise: (a) Did the stromatolites inhabited a few restricted areas only or did they extend over large parts of the zone. (b) Were the environmental conditions in these areas unattractive for benthic invertebrates or did the stromatolites colonize shallow-water areas as post-mass-extinction disaster forms after the Cretaceous-Paleocene boundary crisis. In this paper we will present results on the paleogeographic distribution of the stromatolites in the Parnassus Zone together with a brief discussion on the environments that prevailed during the Paleocene and which enabled the stromatolites, as opportunistic organisms, to develop.

^{1.} Department of Physical Geography, Lund University, Sølvegatan 13, SE-22362 Lund, Sweden

^{2.} University of Athens, Department of Geology, Panepistimiopolis, 157 84 Athens, Greece



Fig. 1. A. Simplified map of Parnassus showing the position of the areas discussed. B. Localities treated in the text.

2. THE PALAEOGEOGRAPHIC DISTRIBUTION OF THE STROMATOLITES IN THE PARNASSUS ZONE

These stromatolites, type SH, type LLH and knolls, inhabited tidal flats. They overlie discontinuity surfaces, indicating the end of a regressive phase. The retreat of the sea brought about a change in morphology, the SH forms (intertidal zone) being replaced by LLH forms (supratidal) and finally by knolls.

The localities from which these stromatolites have been recorded, as well as the marginal areas in which carbonate deposition prevailed during the Paleocene, are presented below.

Western part of the zone (Fig. 2)

We found stromatolites close to the villages of Sernikaki and Prossilion, above pelagic limestones of late Maastrichtian age (Solakius *et al.*, 1989; Pomoni-Papaioannou & Solakius, 1991). Kalpakis (1979) reported the presence of stromatolites in the village of Dakia situated close to the city of Amfissa, not far from the village of Prossilion. Close to Malandrino and at Chrisso (close to the village of Delphi), well-developed stromatolitic crusts occur above the limestone substratum. Richter *et al.*, (1995) described the stromatolites at Chrisso as "phosphoritishe-knollen". Stromatolites occur in the vicinity of the village of Amfissa (Sfagia) as well as east and north of the village of Prossilion while in the area close to Gravia Paleocene carbonates overlie the Cretaceous carbonate substrate. The above evidence indicates that the western part of the zone was inhabited by stromatolites in the area, thus, proves that a very shallow marine environment (tidal flat conditions) prevailed. The foraminiferal
assemblages trapped in the stromatolites indicate early to middle Paleocene age (Solakius *et al.*, 1992). In the northeastern part of the area, however, the sea was deeper and here the Cretaceous deposition of carbonates continued throughout the early and middle Paleocene with a short interruption during the K-T boundary.

Central part of the zone (Fig. 2)

In the central part of the zone stromatolites recorded in the Distomon – Davlia area above rudist limestone beds, while at Zemeno they overlie Maastrichtian limestones. In a locality south of the village of Arachova first Keupp (1976) and subsequently Tselepidis (IGME, personal communication) reported the presence of calcarenite in a small depression. In the area southwest of Distomon (Stena Pigadhia) well-developed stromatolites appear above Maastrichtian limestone, while at Stirion, southeast of Distomon, stromatolites are found above rudist limestones.

Northeast of the village of Arachova, close to the old bridge, Paleocene carbonate formations overlie the Cretaceous substrate. According to Combes (1983) they form part of a klippe situated between the villages of Arachova and Davlia. This thrust sheet originated from the north-eastern margin of the Parnassus Zone (Gregou *et al.*, 1994; Solakius *et al.*, 1998). In the Amfiklia area, north of Arachova, however, the Cretaceous limestone beds are overlain by argillaceous limestones deposited during the Paleocene.

The occurrence of stromatolites indicates a tidal-flat environment in the central parts while the carbonate deposits recorded in the Amfiklia-Arachova-Agios Nikolaos points to deep- water deposition. As in the western part of the zone the foraminiferal assemblages recorded from both stromatolites and limestone beds, provide evidence that the stromatolites developed during the early and middle Paleocene, the deposition of the carbon-





Fig. 2. A. Palaeogeographic distribution of stromatolites in the Parnassus Zone during early to middle Paleocene. B. SW-NE cross-section showing the shallow- and deep-water areas.

ates in the Amfiklia-Arachova – Agios Nikolaos areas having taken place on the north-eastern margin at the same time.

Eastern part of the zone

In the Ossios Loukas - Kyriakion and the Sourpi areas stromatolites occur above the Cretaceous pavement except in the depression of the Ossios Loukas Graben where calcarenitic sediments were deposited (Gregou & Solakius, 1997). The foraminiferal assemblages from the stromatolitic layers indicate that tidal flat environments prevailed in these areas during the early and middle Paleocene. The stromatolites in the Ossios Loukas Graben developed in an intertidal zone (Kalpakis, 1979) while the deposition of the calcarenite took place in deeper water (subtidal zone). Here it must be noted that in Ano Sourpi, Maastrichtian limestones are overlain by Paleocene carbonates indicating deeper water by contrast with the conditions in the eastern part of the zone during early to middle Paleocene times.

3. CONCLUDING REMARKS

Our results thus show that during the early to middle Paleocene, stromatolites developed in a shallow marine environment in central areas of the zone, while along the margins carbonates were deposited in deeper water. (Here it should be noted that the transitional formations of the western part of the Parnassus Zone into the Pindos Zone (Vardousia sub-zone) would be treated in a forthcoming paper). The results yield further evidence that the palaeotopographic highs and the shallow-water areas (horsts), as well as the deep-water areas (grabens), i.e. horst and grabens topography, which prevailed in the zone during the Late Cretaceous were replaced at the beginning of the Paleocene by a relatively flat seafloor in the central part and deeper marginal areas. This was resulted of the exposure and subsequent extensive karstification of the Cretaceous substrate after the fall in sea level in combination with uplift of the zone during late Maastrichtian to earliest Paleocene times (K-T boundary). Only the small depressions in the central part and along the margins remained under water during this interval.

The stromatolites first began to develop during the early Paleocene in the very shallow water of areas situated close to the depressions or flat coastal areas which were affected by tides. These flat areas constituted the bottoms of the Cretaceous grabens. Dry land representing former horsts provided protection where stromatolites could develop, as in the Ossios Loukas Graben. Broad valleys (composed by pelagic limestone beds) on both sides of the depression with the palaeotopographic highs of Distomon and Kyriakion (composed by rudist limestone beds)(Fig. 2) provided the most ideal setting for the stromatolites to develop. In his study of the Ossios Loukas stromatolites Kalpakis (1979) showed that intertidal conditions prevailed in these valleys. In the depressions in which calcarenite was deposited pointing out to subtidal conditions and in the area close to Stirion supratidal conditions prevailed.

Other protected habitats during the early Paleocene were the Sernikaki-Prossilion area in the western part of the zone, the Zemeno area in the central part and the Sourpi area to the east. As in the Ossios Loukas area the stromatolites developed above the Maastrichtian pelagic limestone beds that is the floors of the former Cretaceous grabens which during the Paleocene became shallow-water areas. During the middle Paleocene the sea level rose in central Parnassus causing even the higher parts to be inundated. The stromatolites invaded these areas conditions being favourable for their development whereas in the deeper areas they ceased to grow.

The abundance of stromatolites in central Parnassus was, apart from the shallow-water conditions, probably also determined by the lack of organisms feeding on them, climatic factors, the salinity of coastal waters and sediment supply. These organisms are further known to opportunistically take over in shallow-water habitats (Shcubert & Bottjer, 1992) where other organisms have died out. During the Late Cretaceous the shallow-water areas of the Parnassus Zone were occupied by the rudists which became extinct at the end of this period. At the beginning of the Paleocene such a biotic void arose in these areas since they were probably unattractive to benthic invertebrates because of phosphatization, high salinity and iron-oxide deposition. These conditions persisted throughout the early and middle Paleocene. The subsidence of the zone during the late Paleocene (Solakius, 1994) led to the disappearance of the stromatolites from Parnassus and gave rise to the deposition of the pre-flysch sediments (Gregou & Solakius, 1997).

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors would like to thank Mrs Margaret Greenwood-Petersson for the linguistic revision of the paper.

REFERENCES

- COMBES, P.J. 1983. Découverte d'une nouvelle nappe d'origine nord-orientale dans la zone du Parnasse, Gréce. Comptes Rendus *de l'Academie des Sciences de Paris* 296 II, 397-400. Paris.
- GREGOU, S. & SOLAKIUS, 1997. The pre-flysch and the basal shaly flysch deposition in Osios Loukas and Distomon areas, central Parnassus, central Greece, during the late Paleocene to early Eocene. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 204 (1), 35-82.Stuttgart.
- GREGOU, S., SOLAKIUS, N. & POMONI-PAPAIOANNOU, F. 1994. The carbonate-flysch transition in the Arachova sequence of the Parnassus-Ghiona Zone, Central Greece. *Geological Magazine* 131, 819-836. Cambridge.
- KALPAKIS, G. 1979. Contribution à l'étude sédimentologique de la zone Parnasse-Kiona. Biomicrites, stromatolites, horizon hard grounds à la limite du Cretacé-Paléocène. Ph. D. Thesis, University of Athens, Greece. Athens.
- POMONI-PAPAIOANNOU, F. 1994. Paleoenvironmental reconstruction of a condensed hardground-type depositional sequence at the Cretaceous-Tertiary contact in the Parnassus-Ghiona zone, central Greece. *Sedimentary Geology* 93,7-24.
- POMONI-PAPAIOANNOU, F. & SOLAKIUS, N. 1991. Phosphatic hardground and stromatolites from the limestone/shale boundary section at Prossilion (Maastrichtian-Paleocene) in the Parnassus-Ghiona Zone, central Greece. Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology 86, 243-254. Amsterdam.
- RICHTER, D., MÜLLER, C., HOTTINGER, L. & RISCH, H. 1995. Die flysch-Zonen Greichenlands X. Neue daten zur Stratigraphie und Paläogeographie des Flysches und seiner Unterlage in Giona-Parnass-Elikon-Gebirge (Parnass-Zone, Griechenland. *Neues* Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen 197, 295-329. Stuttgart
- SCHUBERT, J. & BOTTJER, D. 1992. Early Triassic stromatolites as post-mass extinction disaster forms. *Geology* 20, 883-886. Boulder.
- SOLAKIUS, N. 1994. depositional changes in the Parnassus-Ghiona Zone, Central Greece, during the Paleocene. *Bulletin of the* Geological Society of Greece 30, 201-205. Athens.
- SOLAKIUS, N., POMONI-PAPAIOANNOU, F. & MARANGOUDAKIS, N. 1989. Planktic foraminiferal biostratigraphy and sedimentology of the Cretaceous-Tertiary boundary in the Sernikaki section (The Parnassus-Ghiona Zone, central Greece. *Revista Espanola de* Micropaleontologia 12, 373-389. Madrid.
- SOLAKIUS, N., LARSSON, K. & POMONI-PAPAIOANNOU, F. 1992. Planktic foraminiferal biostratigraphy of the carbonate/flysch transitional beds at Prossilion, in the Parnassus-Ghiona Zone, Central Greece. *Acta Geologica Hungarica* 35, 441-445. Budapest.
- SOLAKIUS, N., CARRAS, N., MAVRIDIS, A., POMONI-PAPAIOANNOU, F. & GREGOU, S. 1998. Late Cretaceous to early Paleocene planktonic foraminiferal stratigraphy of the Agios Nikolaos sequence, the Parnassus-Ghiona Zone, central Greece. *Bulletin of the* Geological Society of Greece 32, 13-20. Athens.

PALAEOCURRENT DIRECTIONS AS AN INDICATOR OF PINDOS FORELAND EVOLUTION (CENTRAL AND SOUTHERN PART), WESTERN GREECE J. VAKALAS¹, G. ANANIADIS¹, J. MPOURLOKAS¹, D. POULIMENOS¹, K. GETSOS¹, G. PANTOPOULOS¹, P. AVRAMIDIS¹, A. ZELILIDIS¹ & N. KONTOPOULOS¹

ABSTRACT

In order to estimate the palaeoflow direction of the submarine fans, deposited in the Internal Ionian subbasin of the Pindos Foreland, fifty-one positions along the sub-basin were selected and measurements of palaeocurrents indicators such as flute and groove marks were taken. In the studied area the main palaeoflow direction of turbidites was axial, from south to north in the southern part, and from north to south in the northern part. A minor westward palaeoflow direction is also present. These palaeoflow directions were influenced mainly by the regional tectonic activity, such as internal thrusting (Gavrovo Thrust) and differential activity of the Pindos Thrust which subdivided Pindos foreland into narrow linear sub-basins.

KEY WORDS: Pindos foreland, Pindos Thrust, Gavrovo Thrust, palaeoflow direction

1. INTRODUCTION AND GEOLOGICAL SETTING

Tertiary sediments of Pindos foreland have been interpreted as submarine fan deposits (Piper at al, 1978; Fleury, 1980; Pavlopoulos, 1983; Clews, 1989; Leigh, 1991; Leigh and Hartley, 1992; Wilpshaar, 1995; Avramidis, 1999).

Turbiditic currents are the major way of sediment transportation in a submarine fan. Sediments of a turbidity current (turbidites) are characterized by the "Bouma Sequence" (Bouma, 1962). A complete Bouma sequence is composed of five divisions (Ta, Tb, Tc, Td, Te) which show an upward decrease in grain size. This decrease reflects the gradual reduce of flow velocity in a turbidity current. Another characteristic of turbiditic deposits is the presence of "sole marks" at the base of sandstone beds. These structures give very important information about the distance from source point (Walker, 1967) and a good view of palaeocurrent directions pattern.

The studied area is part of the Internal Ionian zone (sub-basin in this work) which formed within the Pindos foreland (Brooks et al 1988; Underhill 1989; Clews 1989; Alexander et al., 1990; Avramidis, 1999) and comprises Epirus and Akarnania regions. Pindos foreland is a Tertiary turbiditic foreland basin fill, trending parallel to the external Hellenides and occupies Gavrovo and Ionian geotectonic zones (Aubouin, 1965). The foreland basin is bounded to the east by the Pindos Thrust and to the west by the Ionian Thrust (Fig.1B). The Gavrovo Thrust sub-divided the Pindos foreland into the Gavrovo and Internal Ionian sub-basins. Except these major Thrusts, two minor Thrusts subdivide the Ionian zone into the internal, middle and external Ionian sub-basins (from east to the west)(IGSR&IFP, 1966)(Fig.1B). Strike-slip faults acting synchronous with the main thrusts influenced the evolution of the basin and the development of depositional environments (King et al. 1993; Avramidis et al. 2000a). The turbiditic deposits of Gavrovo and Internal Ionian zones are considered as a uniform genetic system (Jenkins 1972, Alexander et al 1990, Avramidis et al 2000b). 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. (2000a,b) using calcareous nannofosil biozones, propose a middle Eocene to early Miocene age for the basin fill.

Interpretation of palaeocurrent data and facies distributions (B.P. 1971, Piper et al 1978, Alexander et al 1990) indicated that the provenance of Pindos foreland turbiditic deposits is the Pindos front to the east. According to Leigh at al (1992) 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). Also, according to Richter et al (1976) in continental Greece the transport of psammitic material was mainly towards the south, but on the Peloponnesus it was

^{1.} Department of Geology, University of Patras, 26500 Patras



Fig.1: A.Sketch map of Greece showing the northern part of Pindos Fore-land. B.Simpli-fied geological map of the western part of Greece. The inserted box (C) represents the study area shown in figure 3.

towards the north.

The aim of this paper is to use the palaeocurrent directions in the Internal Ionian sub-basin deposits as an indicator for proposing a model for the Pindos foreland basin sediment fill processes by currents.

2. SEDIMENTOLOGICAL DATA

Thick coarse-grained deposits were accumulated at the northern (Metsovo-Pramada area) and southern (Mesologgi-Agrinio area) parts of the studied area [mega-debris flow deposits according to Leigh and Hartley, (1992)]. Coarse-grained deposits are absent from both middle and external Ionian sub-basins (Avramidis et al. 2000b). Central part of the studied area is characterized mostly by fine-grained deposits (sandstones - mudstones). All these deposits, which were formed adjacent to the Pindos and Gavrovo Thrusts, mostly represent inner fan deposits. Outer fan deposits were recognized only in the central part of the studied area (Amphilochia-Petas area) where the thickest sediments were accumulated as well.

3. PALAEOCURRENT ANALYSIS

Palaeocurrent data (flute and groove marks, Fig. 2) were collected from fifty one positions across the study area. The number of measurements that were collected at each position ranges from 4 to 76, while the total number of data that are 870. These data have been plotted in rose diagrams, where the vector mean is also shown. Rose diagrams that comprised a consistency ratio less than 0.7 were not used at the interpretation of the results. Also, data that were collected in beds dipping more than 25° (less than 10% of selected measurements) were corrected before their in-

terpretation with rose diagrams. The main part of the measurements concerns positions across three crosssections, trending in an E-W direction (Fig. 3).

The first cross-section (A-A') is located at Epirus region near Pramanta village (Fig. 1). Sixteen positions were studied at this sector, showing two flow directions. The main direction in the western part shows an axial S to SSW flow trend. The second minor direction, refers to the eastern part of the section, and indicates a westward trend in a radial pattern (Fig. 3).

The second cross section (B-B') is located at Akarnania region near Petas village (Fig. 1). Eight locations were studied that show mainly an axial northward trend (Fig. 3). At two locations, at the upper stratigraphic deposits, a minor eastward direction occurs (Fig. 4).

The third cross section (C-C') is also at Akarnania region near Koboti village (Fig. 1). Seventeen locations were selected at this section showing an axial N to NW flow trend (Fig. 3). Two locations at the western part of the section, referring to the lower stratigraphic deposits (Fig. 4), show a WSW and SSE trend.

Ten locations (Fig. 5) were randomly picked across the Akarnania region. The main palaeocurrent directions at these positions are also axial with north or northwest trend (Fig. 3), while a westward direction occurs near the Gavrovo thrust, close to a strike slip fault (Figs 1,3,6).



Fig.2 Well preserved groove marks at the base of a thick sandstone bed.



Fig.3 Geological map of the study area. The black arrows represent the vector mean of the rose diagrams at each position. The white arrows are the main paleoflow directions. The numbers from 1-10 refer to the rose diagrams of figure 5, and represent the ten randomly picked positions across the study area. The position of the strike slip fault, in the Valtou mountains, adjacent to Gavrovo Thrust, is also shown.



Fig.4: Stratigraphic columns of the cross-sections at A-A' (Pramanta), B-B' (Petas) and C-C' (Koboti) (for location see figure 1). At the right side of the columns, rose diagrams of palaeocurrent data are plotted.



Fig. 5: Rose diagrams of the randomly picked positions. The first 9 positions are from the central part of the basin and the 10th position is southwards of Pramanta. For location see figure 3.

4. DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The palaeocurrent indicators that have been studied in the Internal Ionian sub-basin of Pindos foreland, show two directions, a main one axial and a minor one perpendicular to the Gavrovo and Pindos Thrusts.

4.1. Axial Direction Interpretation

The axial direction has two opposite trends :a)a northward trend in the south part of the studied area and b)a southwards trend in the north part of the studied area (Fig. 3). This can be explained by either:

Assuming that there were two major entry points, one in the north end and the other in the southern end of the studied area. This is supported by the presence of coarse-grained sediments in the above margins and by the existence of fine grained material in the central part. The major feeding of the basin were from the southern and northern entry points, influencing the basin fill conditions and the basin configuration (basin depth increasing towards the central part of the basin).

Considering a differential evolution of Pindos and Internal Thrusts (Gavrovo and Internal Ionian Thrust)(Fytrolakis and Antoniou, 1988; Avramidis et al. 2000b).According to this hypothesis when the central part of the Pindos and Gavrovo Thrusts were active during early Oligocene (Avramidis et al, 2000b), forming a foreland basin, their northern and southern parts were inactive or less active than the central part. The northern part was active during middle to late Eocene (Avramidis et al. 2000a) while the southern part was active since late Oligocene (Clews 1989) or early Miocene (Piper et al, 1978).

Taking under consideration the second hypothesis it is easier to interpret the first one.

4.2. Perpendicular Direction Interpretation

Perpendicular to the Thrusts trends two palaeocurrent directions were observed, one to the west and the other to the east (Fig. 3).

a) The westwards direction occurs at three locations of the studied area.

- The first location is near Pramanta village, proximal to Pindos Thrust. This indicates a probable source directly from the Thrust front (Figs 1,3).
- The second location is adjacent to Gavrovo Thrust, close to a strike slip fault (Figs 6,7). The presence of the westward direction, probably shows a source point related to a deformed-broken zone due to a strike slip fault activity. The fault affects the relief, forming steep canyons, which lead the sediment to the deeper parts of the foreland basin (Figs 6,7). This interpretation focuses on strike-slip fault activity during the sedimentation as this is also proposed for Agia Kyriaki strike slip fault by King et al. (1993) and Avramidis et al. (2000a).
- The third location is near Koboti village and the palaeocurrent directions were observed in the lower stratigraphic units (Fig. 4). The fact that axial palaeoflow directions were also found at this location (Fig. 3), leads to the hypothesis that while some turbiditic currents flow parallel to basin axis, some others passed to the middle Ionian zone. The presence of an intrabasinal high could also cause this flow behavior. This indicates that probably the influence of internal thrusting to the basin configuration apparently commenced at the early stages of sedimentation (Jordan, 1995).

b) An eastwards direction was recorded in the central part of the basin (Fig. 3), mostly in the upper stratigraphic deposits (Fig. 4), showing a source located to the west. These eastwards directions can be related to intrabasinal highs, which were controlled mainly by the internal thrusting (Gavrovo and Internal Ionian zone Thrusts). Both eastwards and westwards directions can be used as indication of the existence of sub-basins with linear geometry (Jordan, 1995).



Fig 6: Hypothetical contour map showing the effect of regional tectonic to flow direction. The position of strikeslip fault is shown.



Fig 7: Three dimension view of the previous contour map which gives a better view of how the presence of faults affects the landscape. The location of Valtou mountains is shown in figure 3. Different colour vertical column represents the altitude scale.

REFERENCES

AUBOUIN, J., (1965) Geosynclines. Elsevier, Amsterdam

- ALEXANDER, J., NICHOLS, G. J., LEIGH, S., (1990) The origins of marine conglomerates in the Pindus foreland basin, Greece. Sed. Geol., 66, 243-54
- 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. (2000a) Thrust dissection control of deep-water clastic dispresal patterns in the Klematia-Paramythia foreland basin, Western Greece. *Geol. Mag.*, 137, (in press).
- AVRAMIDIS P., ZELILIDIS P., VAKALAS I., KONTOPOULOS I. (2000b): Interaction between tectonic activity, eustatic sea-level changes and basin configuration of the Pindos foreland and Mesohellenic piggy-back basins, central Greece. 20th Regional European Meeting of Sedimentology, 5.
- 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, 173pp
- BOUMA, A. H., (1962) The sedimentology of some flysch deposits : a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam, Elsevier, 168pp
- 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.

- BROOKS, M., CLEWS, J., MELIS, N., UNDERHILL, J. R., (1988) Structural development of Neogene basins in western Greece. Basin Ressearch, 1, 129-38
- CLEWS, J.,(1989) Structural controls on basin evolution: Neogene to Quartenary of the Ionian zone of western Greece. J. Geol. Soc. London, 146, 447-457.
- FLEURY, J. J., (1980), Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonus(Grece occidentale et Peloponnese du Nord) : evolution d'une plateforme et d'une bassin dans leur cadre alpin. *Societe Geologique du Nord*, 4, 1-651
- FYTROLAKIS, N., ANTONIOU, M. (1998) Contribution to the knowledge of the Gavrovou subzone flysch formations, in the Messinia and in the area of the Klokova and Varasova mountains. *Bull. Geol. Soc. Greece, XXXII/1*, 23-31
- IGSR&IFP, (1966) Etude geologique de l'Epire. Paris: Technip, 306pp.
- JENKINS D.A.L. (1972) Structural development of western Greece. AAPG, 56(1), 128-149
- JORDAN, T. E. (1995) Retroarc foreland and related basins, in: BUSBY, J. & INGERSOLL, R. V. (Eds) Tectonics of sedimentary basins, Blackwell Science, 331-362
- KING, G., STRUDY, D. & WHITNEY, J. (1993) The landscape geometry and active tectonics of northwest Greece, *Geological Society of America Bulletin* 105, 137-61
- LEIGH, S. P.,(1991) The sedimentary evolution of the Pindos Foreland Basin Western Greece, Phd thesis. University of Wales.
- LEIGH, S. P., Hartley, A.J., (1992) Mega-debris flow deposits from the Oligo-Miocene Pindos foreland basin, western mailand, Greece: implications for transport mechanisms in ancient deep marine basins. *Sedimentology*, 93, 1003-1012
- PAVLOPOULOS, A., (1983) Contribution to the geological investigation of Makrynoros flysch deposits, Akarnania. PhD thesis, Aristotle University of Thessaloniki, Thessaloniki
- PIPER, D. J. W., PANAGOS, A. G., PE, G. G., (1978), Conglomeratic Miocene flysch, western Greece. J. Sed. Petr., 48, 117-26
- RICHTER, D., MARIOLAKOS, I., RISCH, H. (1978) The main flysch stages of the Hellenides, in: CLOSS, H., ROEDER, D., & SCHMIDT, K. (Eds) Alps, Apennines, Hellenides, E. Schweizerbatsche Verlagsbuch-handlung, 434-438
- 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. Bul., 101, 613-634
- WALKER, R. G., (1967) Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. J. Sed. Petrology, 27, 25-43.
- WILPSHAAR, M., (1995) Applicability of dinoflagellate cyst stratigraphy to the analyses of passive and active tectonic settings. Phd thesis, University of Utrecht, Netherlands.

ΓΕΩΤΟΠΟΙ GEOSITES



ΓΕΩΛΟΓΙΚΟ ΠΛΑΙΣΙΟ ΓΙΑ ΤΗΝ ΕΠΙΛΟΓΗ ΓΕΩΤΟΠΩΝ ΣΥΜΦΩΝΑ ΜΕ ΤΙΣ ΠΡΟΔΙΑΓΡΑΦΕΣ ΤΗΣ ΔΙΕΘΝΟΥΣ ΕΝΩΣΗΣ ΓΕΩΕΠΙΣΤΗΜΩΝ (IUGS) ΚΑΙ ΤΗΣ ΕΥΡΩΠΑΪΚΗΣ ΕΤΑΙΡΕΙΑΣ ΓΙΑ ΤΗ ΔΙΑΤΗΡΗΣΗ ΤΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ-ΓΕΩΜΟΡΦΟ-ΛΟΓΙΚΗΣ ΚΛΗΡΟΝΟΜΙΑΣ (PROGEO)

Πρώτη Φάση: ετοιμασία ενός πρώτου πλαισίου σε επίπεδο χώρας*

Ε. ΘΕΟΔΟΣΙΟΥ - ΔΡΑΝΔΑΚΗ¹

ΣΥΝΟΨΗ

Η παρούσα εργασία αναφέρεται στο ιστορικό της πρωτοβουλίας που ανέλαβε η Διεθνής Ενωση Γεωλογικών Επιστημών (IUGS) με την υποστήριξη της UNESCO, για τη συστηματική καταγραφή των πιο σημαντικών γεωτόπων για τις ανάγκες κυρίως της έρευνας και εκπαίδευσης των γεωλογικών επιστημών. Περιγράφεται η μεθοδολογία και οι φάσεις που ακολουθούνται, η δημιουργία ενός πρώτου πλαισίου για την κατηγοριοποίηση της καταγραφής, τα πεδία αυτού πλαισίου που στοχεύουν στην τυποποίηση της καταγραφής. Η τυποποίηση αυτή είναι απαραίτητη για να είναι εφικτή η σύγκριση των κατηγοριών των γεωτόπων των διαφόρων χωρών ώστε να προκύψει, μετά τη συστηματική αυτή εργασία και σε διαδοχικές φάσεις, ο κατάλογος των γεωτόπων ιδιαίτερου ενδιαφέροντος σε παγκόσμια κλίμακα. Η εργασία αυτή τελειώνει με την παρουσίαση της πρώτης φάσης δημιουργίας του γεωλογικού πλαισίου, όσον αφορά τη χώρα μας.

ABSTRACT

This contribution refers to the history of the International Union of Geological Sciences (IUGS) initiative for the inventory and compilation of the global geosites list, "The geosite project". This project that started in 1996 came as a consequence of the recent years discussion in international level, geological sites to be included in global site-based conservation and protection projects and in the world heritage list of UNESCO.

The Global Geosites Working Group set up by International Union of Geological Sciences (IUGS) with the support of UNESCO in 1995, undertook the initiative for the systematic inventory of the most important sites, above all for the needs of the geological sciences research and education. The project aims also, to involve the whole geological community in geoconservation, as well as to support any national or international initiative to protect geodiversity, a recourse completely unrenewable.

In Europe the whole pilot work for the geosites project is carried out by ProGEO, the European Association for the geological-geomorphological heritage conservation. ProGEO to which most of Europe's nations are represented by members, through regular international congresses, meetings, workshops, has led the way for the project, supported by its regional working groups and its national representatives (Greece belongs to the ProGEO WG1 of south-eastern Europe).

Some milestones with reference to the geosites project, are the following:

1995, SE Europe regional workshop of ProGEO in Sofia discusses strategy

1996, IUGS President writes to all National Committees announcing Geosites project

1996, First workshop on Geosites at Second International ProGEO Symposium on Conservation of the Geological Heritage, Roma, June. Criteria established for site selection

1996, Geoconservation workshop of UNESCO at IGC in Beijing

1997, Tallinn, Estonia ProGEO meeting: Geosites database workshop

1997, First African Geosite/World Heritage workshop GSSA Johannesburg, September

1998, Belograchik ProGEO conference, Bulgaria: Geosite IUGS-UNESCO World Heritage workshop

1999, Geosites workshop at Third International ProGEO Symposium in Madrid, November

2000, Geotopes meeting of UNESCO at IGC in Rio, Brazil

^{*} FRAMEWORK FOR THE GEOSITES SELECTION ACCORDING TO THE INTERNATIONAL UNION OF GEOLOGICAL SCI-ENCES (IUGS), AND THE EUROPEAN ASSOCIATION FOR THE CONSERVATION OF GEOLOGICAL-GEOMORHOLOGICAL HERITAGE (ProGEO). First phase: an attempt for a country framework.

^{1.} IFME, MESOFEION 70, AOHNA 11527, EAAAAA, ren@igme.gr - IGME, MESSOGHION 70, ATHENS 11527, GREECE

2000, ProGEO workshop at IESCA-2000, Izmir, Turkey.

The methodology for this inventory is described in this paper, as well as the geosites framework and its fields-items, aimed to the standardization of this inventory, as well as a first attempt at a geosites framework for Europe. This standardization is a 'sine qua non' in order for the comparison of the geosites inventories of different countries to be feasible in a consequent phase.

The phases for the project progress is the following:

- 1) first devise a country framework
- 2) open a discussion in the country, publish the first attempt of the framework.
- 3) more or less finalize your country framework
- 4) start to select sites to represent your matured framework
- 5) discuss frameworks with neighbour countries, correlate frameworks between countries
- 6) finalize geosite list for all countries (in your regional working group) to represent the final regional framework, that is - final representation of geodiversity of the region
- place final documentation (standard format) in central database of IUGS.
 -During all these phases publish and consult with all, at as many stages as possible-.

The contribution ends with a presentation of the first attempt for the geological framework of Greece.

- **ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ:** παγκόσμια κληφονομιά, γεωλογική-γεωμοφφολογική κληφονομιά, πρόγφαμμα γεωτόπων, πλαίσιο καταγφαφής γεωτόπων, γεωποικιλότητα, τυποποίηση, συγκφισιμότητα, ProGEO, IUGS
- **KEY WORDS:** geosites project, geosites framework, geoconservation, geological-geomorphological heritage, geodiversity

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Τα τελευταία 10 τουλάχιστον χρόνια έχει αρχίσει μια συζήτηση σε διεθνές επίπεδο για να συμπεριληφθούν γεωλογικές-γεωμορφολογικές θέσεις σε παγκόσμια σχήματα διατήρησης και στον κατάλογο παγκόσμιας κληρονομιάς της UNESCO. Στην Ευρώπη η συζήτηση αυτή έχει πάρει πολύ μεγάλες διαστάσεις. Με την πρωτοβουλία της ProGEO, αλλά και της IUGS και της UNESCO, διοργανώθηκαν πολλές συναντήσεις, εργαστήρια, συνέδρια κλπ. για το συντονισμό των ερευνών για τη μεγαλύτερη δυνατή τυποποίηση και τη δημιουργία καταλόγων αντιπροσωπευτικών γεωλογικών θέσεων, σε εθνικό και διεθνές επίπεδο.

2. ΙΣΤΟΡΙΚΟ

Το 1995 η IUGS, ξεκίνησε με την υποστήριξη της UNESCO, μια πρωτοβουλία για τη μεθόδευση μιας παγκόσμιας έρευνας καταγραφής των πλέον αντιπροσωπευτικών γεωλογικών θέσεων και τη δημιουργία της βάσης δεδομένων τους. Το πρόγραμμα ονομάστηκε Geosites και συστήθηκε μια ειδική ομάδα εργασίας της IUGS, "η ομάδα εργασίας για την έρευνα των γεωτόπων σε παγκόσμιο επίπεδο" (IUGS's Global Geosites Working Group-GGWG), που ανέλαβε την υποστήριξη και το συντονισμό αυτής της πρωτοβουλίας σε διεθνές επίπεδο, δηλ. της επιλογής και καταγραφής των πιο αντιπροσωπευτικών για τη γεωλογική επιστήμη, θέσεων.

Οι σχοποί της ομάδας εργασίας αυτής είναι όι αχόλουθοι:

- 1. να ετοιμάσει τον κατάλογο των θέσεων παγκόσμιου ενδιαφέροντος
- 2. να δημιουργήσει τη βάση δεδομένων των θέσεων και περιοχών ιδιαίτερου γεωλογικού ενδιαφέροντος
- να χρησιμοποιήσει την έρευνα για τους γεώτοπους έτσι ώστε να διαδόσει την έννοια της γεωδιατήρησης και έτσι να υποστηρίξει τις γεωλογικές επιστήμες
- να υποστηρίξει περιφερειακές και εθνικές πρωτοβουλίες που στοχεύουν στη δημιουργία συγκριτικών καταλόγων
- να λάβει μέρος και να υποστηρίξει συναντήσεις που εξετάζουν τα κριτήρια επιλογής γεωτόπων, μεθόδους επιλογή ή διατήρηση σημαντικών θέσεων
- να καταγράψει τις επιστημονικές αξίες του γεώτοπου σε συνεργασία με ειδικούς, ερευνητικές ομάδες, επιστημονικές εταιρείες, επιτροπές κλπ.
- να είναι ο σύμβουλος της IUGS και της UNESCO για τις προτεραιότητες για διατήρηση σε παγκόσμιο επίπεδο, συμπεριλαμβανομένης και της παγκόσμιας κληρονομιάς.

Η δημιουργία το 1995 αυτής της πρωτοβουλίας και της ομάδας εργασίας από την IUGS ήρθε σα συνέχεια και συνέπεια προηγούμενου προβληματισμού που όπως αναφέρθηκε είχε ήδη αρχίσει από τις αρχές της δεκα-

ετίας του '90, ώστε να συμπεφιληφθούν και θέσεις γεωλογικού κυφίως ενδιαφέφοντος, στον κατάλογο παγκόσμιας φυσικής και πολιτιστικής κληφονομιάς της UNESCO. Οι θέσεις αυτές όπως είναι γνωστό πφοστατεύονται από τη «Σύμβαση για την παγκόσμια φυσική και πολιτιστική κληφονομιά» του 1972 της UNESCO, την οποία η Ελλάδα υπέγφαψε το 1981(I. Theodossiou-Drandaki & Chr. Foundou, 1997). Δημιουργήθηκε λοιπόν η πφώτη ομάδα GILGES (Global Indicative List of Geological Sites) γιαυτήν την πφώτη καταγφαφή (Cowie, 1993). Αποτέλεσμα αυτής της πφώτης πφοσπάθειας ήταν η καταλογοποίηση ενός αφιθμού θέσεων χωφίς όμως πληφοφοφία που θα επέτφεπε συγκφισιμότητα στη συνέχεια. Το 1994 ηταν πλέον φανεφό ότι μια καινούφια μεθοδολογία και επανακαθοφισμός των στόχων για μια συστηματική και συγκφοτημένη καταγφαφή ήταν αναγκαίος (W. Wimbledon *et al*, 1998). Ετσι φτάσαμε, το 1995 στο πφόγφαμμα γεωτόπων (geosites project). Ολη αυτή η μαχριά διαδιακασία και ο πφοβληματισμός ανάγει το θέμα της καταγφαφής των γεωτόπων και στη συνέχεια της διατήφησης, πφοστασίας και διαχείφισης τους σε έναν καινούφιο εφευνητικό και επιστημονικό κλάδο των γεωεπιστημών.

Η πρωτοβουλία αυτή καθώς και η δημιουργία ενός πρώτου πλαισίου αρχών συζητήθηκε στο ΙΙ° διεθνές συνέδριο της ProGEO, της Ευρωπαϊκής Εταιρείας για τη διατήρηση της γεωλογικής κληρονομιάς, στη Ρώμη το Μαϊο του 1996. Μια πρώτη σχετική εργασία με τα γεωλογικά πλαίσια κάποιων (23) χωρών, μεταξύ των οποίων και η Ελλάδα, παρουσιάστηκε στο συνέδριο της ProGEO στη Βουλγαρία, τον Ιούνιο του 1998, σε ειδικό εργαστήριο. Το πρώτο αυτό πλαίσιο, τυποποιημένο σύμφωνα με τις οδηγίες του προγράμματος Geosites, περιλαμβάνεται στην εργασία του συνεδρίου της ProGEO στη Βουλγαρία τον Ιούνιο του 1998 (W. Wimbledon *et al*, 1998). Στη συνέχεια μια πρώτη προσπάθεια σύγκρισης των γεωλογικών αυτών πλαισίων έγινε σε εργασία που παρουσιάστηκε στο ΙΙΙ° Διεθνές Συμπόσιο της ProGEO στη Μαδρίτη το Νοέμβριο του 1999 (Wimbledon *et al*, 2000), καθώς και στο 31° Παγκόσμιο Γεωλογικό Συνέδριο ΙΕSCA στη Σμύρνη το Σεπτέμβριο του 2000, σε ειδικό εργαστήριο της UNESCO, και στο Διεθνές Συνέδριο ΙΕSCA στη Σμύρνη το Σεπτέμβριο του 2000, σε ειδικό εργαστήριο της ProGEO (Wimbledon *et al*, 2000). Οπως είναι φανερό όλη η πιλοτική εργασία σε ευρωπαϊκό επίπεδο για το πρόγραμμα Geosites, έχει αναληφθεί από την ProGEO, που εργάζεται μεθοδικά με τη λειτουργία περιφερειακών ομάδων εργασίας (η χώρα μας ανήκει στην ομάδα εργασίας Νοτιοανατολικής Ευρώπης ή ProGEO WG1- I. Theodossiou-Drandaki (2000)).

Μερικές χαρακτηριστικές ημερομηνίες για το πρόγραμμα Geosites, είναι οι ακόλουθες:

1995, Το εργαστήριο ΝΑ Ευρώπης της ProGEO στη Σόφια συζητά τη στρατηγική για την καταγραφή των γεωτόπων

1996, Ο πρόεδρος της IUGS αναγγέλλει στις εθνικές επιτροπές της Ενωσης σχετικά με τη δημιουργία του προγράμματος Geosites

1996, Το πρώτο εργαστήριο για το Geosites γίνεται κατά τη διάρκεια του 2^{ου} Διεθνούς Συμποσίου της ProGEO για τη διατήρηση της γεωλογικής κληρονομιάς, στη Ρώμη. Συζήτηση κριτηρίων για της επιλογή των γεωτόπων

1996, Εργαστή
ριο της UNESCO για τη γεωδιατήρηση στο 30° Διεθνές Γεωλογικό Συνέδ
ριο (ΔΓΣ) στο Πεκίνο

1997, Tallinn, Εσθονία: εργαστήριο για τη βάση δεδομένων των γεωτόπων κατά τη διάρκεια συνάντησης της ProGEO

1997, Πρώτο αφρικανικό εργαστήριο Geosites/παγκόσμιας κληρονομιάς στο Johannesburg

1998, Belograchik, Βουλγαρία: conference, Bulgaria: Geosite IUGS-UNESCO World Heritage εργαστήριο κατά τη διάρχεια του ετήσιου συνεδρίου της ProGEO

1999, Εργαστήριο του Geosites στο 3° διεθνές Συμπόσιο της ProGEO στη Μαδρίτη

2000, Συνάντηση της UNESCO για τα Geoparks, τη γεωλογική κληφονομιά και τη βιώσιμη ανάπτυξη, στο 31° ΔΓΣ στο Ρίο, Βραζιλία

2000, Εργαστήριο της ProGEO στη Σμύρνη στο πλαίσιο του IESCA-2000

Σκοπός αυτής της προσπάθειας ήταν και παραμένει μια αντικειμενική προσέγγιση σε εθνικό επίπεδο για τη δημιουργία γεωλογικού πλαισίου, συγκρίσιμου με τα πλαίσια των άλλων χωρών και στη συνέχεια για την επιλογή των πλέον αντιπροσωπευτικών γεωτόπων. Το πλαίσιο αυτό και οι θέσεις που θα επιλεγούν με βάση αυτό, θα χρησιμοποιηθούν σε μια συγκριτική έρευνα βασισμένη σε επιστημονικά κριτήρια, για την επιλογή θέσεων για την επιστήμη και έρευνα που αξίζουν διεθνούς αναγνώρισης και προστασίας.

Η μεθοδολογία που ακολουθείται και η διαδοχή των φάσεων στο έργο Geosites είναι η ακόλουθη:

- 1. ετοιμασία ενός πρώτου πλαισίου σε επίπεδο χώρας
- άνοιγμα μιας συζήτησης στη χώρα, δημοσίευση του πλαισίου και ενδεχομένως ενός πρώτου καταλόγου (πιλοτικού) θέσεων σαν απόρροια του πλαισίου.

- 3. βελτίωση-συμπλήρωση του πλαισίου
- 4. επιλογή θέσεων που θα ανταποχρίνονται στο βελτιωμένο πλαίσιο
- 5. συζήτηση του πλαισίου με τις γειτονικές χώρες, σύγκριση των πλαισίων μεταξύ των γειτονικών χωρών
- 6. συμπλήφωση του καταλόγου των γεωτόπων για όλες τις χώφες (που ανήκουν στην περιφερειακή ομάδα εργασίας της ProGEO) με τρόπο που να αντικατοπτρίζουν το τελικό περιφερειακό πλαίσιο γεωτόπων, δηλαδή τη γεωποικιλότητα της περιοχής, στην περίπτωση μας της Νοτιοανατολικής Ευρώπης
- 7. τοποθέτηση της τελικής μορφής στην κεντρική βάση δεδομένων της IUGS.

Η φάση 1 της ανωτέρω μεθοδολογίας, αφορά τη δημιουργία ενός πρώτου γεωλογικού πλαισίου σε κάθε χώρα.

Το πλαίσιο αυτό, ένας οδηγός με άλλα λόγια, περιέχει μια σειρά πεδίων που αναφέρονται σε μεγάλες γεωλογικές κατηγορίες, οι πλέον κοινές σε όλες τις χώρες, που ανταποκρίνονται στην πρόθεση μιας από κοινού πρώτης παγκόσμιας κλίμακας καταγραφής. <u>Η τυποποίηση</u> που έγινε, η προσπάθεια δηλαδή να υπάρχουν τα ίδια πεδία για όλες τις χώρες θα επιτρέψει στη συνέχεια τ<u>η συγκρισιμότητα</u> μεταξύ των πλαισίων και στη συνέχεια των γεωτόπων διαφορετικών χωρών. Η ανάλυση τους, οι κατηγορίες δηλαδή που έχουν τελικά σε μία παγκόσμια καταγραφή. Τα πεδία αυτά φαίνονται στο πλαίσιο που ακολουθεί:

3. ΠΛΑΙΣΙΟ ΚΑΤΑΓΡΑΦΗΣ ΓΕΩΤΟΠΩΝ ΜΕ ΤΗΝ ΤΥΠΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ IUGS

ΠΕΔΙΑ:

Στρωματογραφικές θέσεις (Stratigraphic)

Τεταρτογενές (Quaternary)

Φανεροζωικός (Phanerozoic)

Προτεροζωικός (Proterozoic)

Αοχαϊκός (Archaean)

Θέσεις αντιπροσωπευτικές για Παλαιοπεριβάλλον (Palaeo-environmental)

Θέσεις αντιπροσωπευτικές για Παλαιοπανίδα, Παλαιοχλωρίδα (Palaeobiological)

Θέσεις αντιπροσωπευτικές για Πετρολογία-δομές-φαινόμενα-διαδικασίες εκρηξιγενών, μεταμορφωμένων και ιζηματογενών πετρωμάτων. (Igneous, metamorphic and sedimentary petrology, textures, events and processes)

Μεταλλευτικές, οικονομικής γεωλογίας θέσεις (Mineralogical, economic)

Θέσεις αντιπροσωπευτικές για Δομή (Structural)

Θέσεις αντιπροσωπευτικές για Γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά, μορφές, τοπία και διαδικασίες διάβρωσης και απόθεσης. (Geomorphological features, erosional and depositional processes, landforms and landscapes).

Μετεωρίτες (Astroblemes)

Ηπειρωτικής ή ωκεάνειας κλίμακας γεωλογικά χαρακτηριστικά, σχέσεις τεκτονικών πλακών και πεδίων. (Continental or oceanic-scale geological features, relationships of tectonic plates and terrains)

Υποθαλάσσιες θέσεις (Submarine)

Ιστορικές θέσεις για την ανάπτυξη των γεωεπιστημών (Historic, for development of geological science)

Θέσεις Γεω-αρχαιολογίας, Γεω-ιστορίας (Geo-archeology, Geo-history)

Οσον αφορά τη χώρα μας έγινε ένα "ελληνικό" πλαίσιο που αποτελεί θα λέγαμε μια πρώτη καταγραφή (W. Wimbledon *et al*, 1998). Η καταγραφή αυτή η οποία συμπληρώθηκε στη συνέχεια, ακολουθεί:

4. ΠΛΑΙΣΙΟ ΚΑΤΑΓΡΑΦΗΣ ΓΕΩΤΟΠΩΝ ΜΕ ΤΗΝ ΤΥΠΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ IUGS, ΓΙΑ ΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ

Φάση 1

Στρωματογραφικές (Stratigraphic)

Quaternary-Neogene	(Quaternary and Neogene tectonically controlled sequence: mixed marine, lacustrine and fluvial) Νεογενείς και τεταρτογενείς τεκτονικά ελεγχόμενες ακολουθίες: θαλάσσιες, λι- μναίες, ποτάμιες.
Phanerozoic	Eocene-M.Miocene molasse of Rhodope, Mesohellenic and Axios troughs Μολάσσα Ηωκαίνου-Μ. Μειοκ. Ροδόπης, Μεσοελληνικής Αύλακας, Αξιού
	Small molasse basins of West Greece and Cyclades Μικρές μολασσικές λεκάνες Δ. Ελλάδας και Κυκλάδων
	Triassic to Paleogene sequences of geotectonic zones Τριαδικές έως παλαιογενείς ακολουθίες των γεωτεκτονικών ζωνών
	Plattenkalk sequences of Crete Απολουθία Plattenkalk Κοήτης
	Pre-Alpine basement rocks Πετρώματα Προαλπικού υποβάθρου
Proterozoic Archaean	
Palaeo-environmental	Messinian salt crisis, evaporites Κρίση αλμυρότητας του Μεσσηνίου, εβαπορίτες
	Lignitiferous basinsof Miocene, Pliocene, Pleistocene age Λιγνιτοφόφες λεκάνες Μειοκαίνου, Πλειοκαίνου, Πλειστοκαίνου
Palaeobiological	Late Miocene mammal faunas Πανίδες θηλαστικών Αν. Μειοκαίνου
Igneous, metamorphic and sedimentary petrology,textures, events,processes	Volcanic arc S. Aegean Sea Ηφαιστειακό τόξο Ν Αιγαίου
	Volcanics of earlier arcs Ηφαιστειακά προηγούμενων τόξων
	Ophiolite complexes Οφιολιθικά συμπλέγματα
Mineralogical, economic	Bauxite and aluminium ores Βωξίτες και κοιτάσματα αλουμινίου

Igneous associations with Au, Ag, Fe, Pb and Zn Παραγενέσεις εκρηξιγενών με Au, Ag, Fe, Pb and Zn Structural Neotectonic and seismotectonic fault and joint sets Νεοτεκτονικά και σεισμοτεκτονικά οήγματα Geomorphological Marine terraces, sea level changes controls, climatic changes controls (fluvial terand depositional races, glacial forms and formations, aeolian deposits), planation surfaces, paleosoils, processes and landforms karstic formations and landscapes Θαλάσσιες αναβαθμίδες, μορφές που οφείλονται σε αλλαγή του επιπέδου της θάλασσας, αποθέσεις-μορφές που οφείλονται σε κλιματικές αλλαγές (ποτάμιες αναβαθμίδες, παγετώδεις μορφές και αποθέσεις, ανεμογενείς αποθέσεις), επιφάνειες επιπέδωσης, παλαιοεδάφη, καρστικοί σχηματισμοί Astroblemes **Continental** or

Isopic zones reflecting geotectonic regime and paleogeography Ισοπικές ζώνες που αντανακλούν γεωτεκτονικό καθεστώς και παλαιογεωγφαφία

geological features, relationships of tectonic plates and terrains

Submarine

oceanic-scale

Historic, for development of geological science.

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Οπως ήδη αναφέθηκε πιο πάνω η Ελλάδα, όσο αφορά τη συγκεκριμένη εργασία τη συστηματική δηλαδή καταγραφή των γεωτόπων και τις φάσεις της (σελ 4 πιο πάνω), έχει τελειώσει την πρώτη φάση και έχει ήδη προχωρήσει στη φάση 2, το άνοιγμα ενός δημόσιου διαλόγου για τη συμπλήρωση και βελτίωση του πλαισίου (φάση 3). Παράλληλα ξεκίνησε η καταγραφή κάποιων θέσεων που να ανταποκρίνονται στις διάφορες κατηγορίες του πλαισίου (φάση 4) ενώ μία πρώτη συζήτηση για τη σύγκριση με τις γειτονικές χώρες της νοτιοανατολικής Ευρώπης θα γίνει σε ειδικό εργαστήριο κατά τη διάρκεια του παρόντος συνεδρίου της Γεωλογικής Εταιρείας Ελλάδας. Είναι γεγονός ότι σε άλλες χώρες η εργασία αυτή έχει προχωρήσει ακόμη και μέχρι τη φάση 6, δηλ στη συμπλήρωση του καταλόγου των γεωτόπων για όλες τις χώρες (που ανήκουν στην περιφερειακή ομάδα εργασίας της ProGEO) με τρόπο που να αντικατοπτρίζουν το τελικό περιφερειακό πλαίσιο γεωτόπων, δηλαδή τη γεωποικιλότητα της περιοχής.

Η καθυτέρηση αυτή στη χώρα μας οφείλεται κυρίως στο γεγονός ότι η ιδέα της διατήρησης αντιπροσωπευτικών γεωλογικών θέσεων, είναι σχετικά πρόσφατη στην Ελλάδα. Ακόμη και η σχετική ορολογία μόλις έχει αρχίσει να δημιουργείται και σιγά σιγά να κατοχυρώνεται (Ακαδημία Αθηνών, 2000).

Δε συμβαίνει το ίδιο σε άλλες Ευφωπαϊκές χώφες, ιδιαίτεφα τις βόφειες Ευφωπαϊκές. Στις χώφες αυτές, η ιδέα της γεωλογικής-γεωμοφφολογικής κληφονομιάς είναι αρκετά πφοωθημένη και έχει τη θέση της ως ουσιώδης πεφιβαλλοντική παφάμετφος. Αυτό βέβαια, καθόλου δεν σημαίνει ότι η συνειδητοποίηση για τη διατήφηση έχει φτάσει στο επίπεδο της συνειδητοποίησης για τη βιοδιατήφηση ή την αρχαιολογική διατήφηση. Εχουν, όμως, ήδη γίνει πολλά και το κυφιότεφο είναι ότι έχει γίνει η καταγφαφή αυτών των θέσεων που είναι σημαντικές και αντιπφοσωπευτικές για τη γεωλογία της κάθε χώφας ή έχουν παγκόσμια σημασία. Οι θέσεις λοιπόν αυτές, οι γεώτοποι, καλύπτονται από σχετική νομοθεσία, έχουν τη θέση τους στο χωφοταξικό σχεδιασμό και στη διαχείφιση χρήσης γης. Εχει επιτευχθεί δηλαδή μια αφμονική κατά το δυνατόν, συνύπαφξη όλων των πεφιβαλλοντικών παφαμέτφων (Ειφ. Θεοδοσίου-Δρανδάκη, 1998).

Μέσα από αυτή τη διαλεκτική διαδικασία και το γόνιμο διάλογο που ήδη έχει αρχίσει και στη χώρα μας θα προχωρήσουμε στην καταγραφή των γεωτόπων. Οπως είναι φανερό από όσα μέχρι τώρα αναφέρθηκαν, η πρωτοβουλία της IUGS, είναι μια ανοικτή, δημοκρατική διαδικασία, με χαρακτήρα δυναμικό. Η συμμετοχή μας σαυτήν την πρωτοβουλία δίνει τα ερεθίσματα για μια συστηματική ενασχόληση με ένα θέμα πολύ σοβαρό

αλλά ιδιαίτερα παραμελημένο όπως είναι η ανάδειξη του γεωλογικού περιβάλλοντος. Οι θέσεις που θα καταγραφούν και που θα αποτελέσουν το αντικείμενο επιστημονικής συζήτησης και διαπραγμάτευσης για την ευρωπαϊκή και την παγκόσμια κληρονομιά, θα αποτελέσουν ένα πλήρες κατά το δυνατόν δίκτυο γεωτόπων με κύριο χαρακτηριστικό την αντιπροσωπευτικότητα. Οι θέσεις αυτές είναι οι αδιαμφησβήτητοι μάρτυρες της γεωλογικής μας ιστορίας, της παλαιογεωγραφίας μας, των παλαιογεωγραφιών μας. Είναι καλό να τις φροντίσουμε για την ίδια τη διατήρηση της φύσης, αλλά και για το σήμερα και το αύριο μας.

Είναι αισιόδοξο ότι τα τελευταία χρόνια υπάρχει μια ενεργητικότητα και μια συνεχής συζήτηση γύρω από αυτά τα θέματα. Από το τριήμερο της Σύρου το 1996 (πρακτικά τριημέρου Σύρου, Αθήνα 1999), όπου το θέμα της διατήρησης της γεωλογικής-γεωμορφολογικής κληρονομιάς με συστηματικό τρόπο, μπήκε ουσιαστικά σε συζήτηση μέχρι σήμερα πολλές και αξιόλογες προσπάθειες έχουν γίνει. Οι φορείς της χώρας που ασχολούνται με τα γεωλογικά πράγματα, οι γεωλογικές σχολές των μεγάλων πανεπιστημίων, τα Μουσεία φυσικής ιστορίας και γεωλογικών μνημείων της χώρας έχουν στο σύνολο τους σχεδόν, προσθέσει με τον ένα ή με τον άλλο τρόπο πολύ θετικά συαυτήν την κίνηση και έχει αποκτηθεί μια αρκετή εμπειρία και ωρίμανση θάλεγα της ιδέας για γεωδιατήρηση και χάραξη σχετικής πολιτικής.

Είναι πανθομολογούμενο ότι η χάραξη μιας σύγχρονης πολιτικής για τη βιώσιμη, δίκαιη και ισόρροπη ανάπτυξη δε μπορεί να αποτελεί αποκλειστικά προϊόν τεχνοκρατικών αιτημάτων και διεργασιών, αλλά ευρύτερων κοινωνικών συναινέσεων και σύγχρονων επιστημονικών γνώσεων και ανακαλύψεων. Μέσα σαυτό το κλίμα αύξησης της συνειδητοποίησης για τα οικολογικά προβλήματα, η διατήρηση της γεωποικιλότητας και των γεωτόπων πρέπει να πάρει η θέση που της αξίζει ως ουσιώδης περιβαλλοντική παράμετρος.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

ΑΚΑΔΗΜΙΑ ΑΘΗΝΩΝ, 2000: Δελτίο επιστημονικής οφολογίας και νεολογισμών (σ. 10, σ. 69).

- COWIE, J.W. 1993. Report on World heritage, αρ. σελ. 34, εκδ. UNESCO
- ΘΕΟΔΟΣΙΟΥ-ΔΡΑΝΔΑΚΗ, ΕΙΡ. 1998: Σκέψεις για την πολιτική σχετικά με τη γεωλογική κληφονομιά και τη γεωδιατήφηση, για μια ολοκληφωμένη διαχείφιση του χώφου και μια αφτιότεφη πεφιβαλλοντική πολιτική σε επίπεδο εθνικό και ευφωπαϊκό. Πφακτικά υπό έκδοση του 3ου Διεθνούς Συμποσίου του Μουσείου Φυσικής Ιστοφίας Απολιθωμένου Δάσους Λέσβου για τη διαχείφιση προστατευόμενων πεφιοχών και μνημείων της φύσης, αφ. σελ. 8.
- MOYNTPAKH, Δ. 1985: Γεωλογία της Ελλάδας. Εκδ. University Studio Press.
- ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, Δ. 1986: Γεωλογία Ελλάδος, Αθήνα 1986. Εκδ. Επτάλοφος.
- ΤΡΙΗΜΕΡΟ ΓΙΑ ΤΗ ΔΙΑΤΗΡΗΣΗ ΤΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ-ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΗΣ ΚΛΗΡΟΝΟΜΙΑΣ, στο πλαίσιο των Σεμιναρίων της Ερμούπολης, 1996: Πραχτιχά, Αθήνα 1999, εχδ.
- Ειρ. Δρανδάκη.
- THEODOSSIOU-DRANDAKI, I. & FOUNDOU, CHR. 1997: Geoconservation within the framework of the nature conservation in Greece, proceeding of IAEG, Engineering Geology and the Environment, σελ.3015-3019. Balkema, Rotterdam 1997.. Eds Marinos, Koukis, Tsiambaos & Stournaras.
- THEODOSSIOU-DRANDAKI, I. (2000): ProGEO WG1, Past, Present, Future. Διεθνές συνέδοιο IESCA, Σμύgνη. p. 256 Abstracts.
- WIMBLEDON, W.A.P., ISCHENCO, A., GERASIMENCO, N., ALEXANDROWICZ, Z., VINOCUROV, V., LISCAK, P., VOZAR, J., VOZAROVE, A., BEZAK, V., KOHUT, M., POLAK, M., MELLO, J., POTFAJ, M., GROSS, P., ELECKO, M., NAGY, A., BARATH, I., LAPO, A., VDOVETS, M., KLINCHAROV, S., MARJANAC, L., MIJOVIC, D., DIMITRIJEVIC, M., GAVRILOVIC, D., THEODOSSIOU-DRANDAKI, I., SERJANI, A., TODOROV, T., NAKOV, R., ZAGORCHEV, I., PEREZ-GONZALEZ, A., BENVENUTI, M., BONI, M., BRANCUCCI, G., BORTOLAMI, G., BURLANDO, M., COSTANTINI, E., D' ANDREA, M., GISOTTI, G., GUADO, G., MARCHETTI, M., MASSOLI-NOVELLI, R., PANIZZA, M., PAVIA, G., POLI, G., ZARLENGA, F., SATKUNAS, J., MIKULENAS, V., SUOMINEN, V., KANANOJA, T., LEHTINEN, M., GONGGRIJP, G., LOOK, E., GRUBE, A., JOHANSSON, C., KARIS, L., PARKES, M., RAUDSEP, R., ANDERSEN, S., CLEAL, C., BEVINS, R., (1998): a first attempt at a geosites framework for Europe- an IUGS initiative to support recognition of World Heritage and European Geodiversity, Geologica Balcanica 28. 3-4. Sofia 1998, Special Issue "Geological heritage of Europe" pp 5-47.
- WIMBLEDON, W.A.P., ISHCHENCO, A.A., GERASIMENCO, N.P., KARIS, L.O., SUOMINEN, V., JOHANSSON, C.E. AND FREDEN, C., (2000/1): Geosites-an IUGS

initiative: science supported by conservation. Proceedings of the III International ProGEO Congress-Geological heritage, Its conservation and Protection, 2nd volume, pp. 69-94. Eds D. Barettino, W.A.P. Wimbledon, E.Callego, ITGE, Madrid.

WIMBLEDON, W.A.P, ISHCHENCO, A.A., GERASIMENCO, N.P., DRANDAKI, I., KARIS, L.O., SUOMINEN, V., JOHANSSON, C.E. AND FREDEN, C.,(2000/2): Geosites-an International Union of Geological Sciences initiative: science supported by conservation. Abstracts of the International Earth Sciences colloquium on the Aegean Region, IESCA-2000, Izmir, Turkey, p. 259, Abstracts.

ΓΕΩΛΟΓΙΚΟ ΠΛΑΙΣΙΟ ΓΙΑ ΤΗΝ ΕΠΙΛΟΓΗ ΓΕΩΤΟΠΩΝ ΣΥΜΦΩΝΑ ΜΕ ΤΙΣ ΠΡΟΔΙΑΓΡΑΦΕΣ ΤΗΣ ΔΙΕΘΝΟΥΣ ΕΝΩΣΗΣ ΓΕΩΕΠΙΣΤΗΜΩΝ (IUGS) ΚΑΙ ΤΗΣ ΕΥΡΩΠΑΪΚΗΣ ΕΤΑΙΡΕΙΑΣ ΓΙΑ ΤΗ ΔΙΑΤΗΡΗΣΗ ΤΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ-ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΗΣ ΚΛΗΡΟΝΟΜΙΑΣ (PROGEO) Δεύτεφη Φάση: άνοιγμα μιας συζήτησης στη χώφα, δημοσίευση του πλαισίου, βελτίωση-συμπλήφωση του πλαισίου * ΕΙΡ. ΘΕΟΔΟΣΙΟΥ-ΔΡΑΝΔΑΚΗ¹, Κ. ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΥ-ΒΡΥΝΙΩΤΗ², Α. ΜΑΡΚΟΠΟΥΛΟΥ-ΔΙΑΚΑΝΤΩΝΗ³

ΣΥΝΟΨΗ

Η εργασία αυτή αποτελεί τη δεύτερη φάση του προγράμματος Geosites της IUGS. Η φάση αυτή ξεκίνησε με έναν πρώτο ανοικτό διάλογο στην ελληνική γεωεπιστημονική κοινότητα για τη συμπλήρωση, βελτίωση του πλαισίου γεωτόπων που δημιουργήθηκε κατά την πρώτη φάση του προγράμματος. Η πρώτη αυτή φάση περιγράφεται αναλυτικά σε άλλη εργασία του παρόντος συνεδρίου.

Η επιλογή των γεωεπιστημόνων που καταρχήν θα συμμετείχαν στο διάλογο και η αποστολή σαυτούς ενημερωτικού υλικού, έγινε με κριτήριο τη μέχρι σήμερα ενασχόληση τους με θέματα σχετιζόμενα με τη γεωδιατήρηση, τη διατήρηση της γεωλογικής κληρονομιάς και την ανάδειξη του γεωπεριβάλλοντος, καθώς και με την προστασία και διαχείριση γεωτόπων.

Το προϊόν της συνεργασίας αυτής της πρώτης ομάδας γεωεπιστημόνων, το βελτιωμένο δηλαδή και συμπληρωμένο πλαίσιο γεωτόπων περιέχεται σαυτήν την εργασία καθώς επίσης και ωρισμένος αριθμός γεωτόπων σαν παραδείγματα μερικών κατηγοριών. Το αποτέλεσμα αυτό δεν είναι κλειστό και στατικό αλλά ανοικτό, δυναμικό και εξελισσόμενο.

Σταδιαχά και συστηματικά, με τη συνεργασία όλο και περισσότερων ειδικών γεωεπιστημόνων το πλαίσιο των γεωτόπων για την παγκόσμια γεωλογική κληρονομιά, θα αποκτήσει μία πληρότητα και μία αντιπροσωπευτικότητα ανάλογη της γεωποικιλότητας της χώρας μας, ώστε αυτή να εκπροσωπηθεί ικανοποιητικά στον ευρωπαϊκό ή και στον παγκόσμιο κατάλογο γεωτόπων.

ABSTRACT

This contribution constitutes the second phase of the Geosites project of IUGS. This phase started with an open discussion in the greek geoscientific community for the improvement of the geosites framework created during the first phase of the project. The first phase is described in another paper of the present Congress.

The criterion for the selection of the geoscientists to send them an information package for this first open discussion was their previous involvement with geological heritage conservation, geotopes protection and management issues.

The fruit of the cooperation of the first group, that is, the improved and completed geosites framework together with some geosites as examples of the framework categories, is included in this paper. The format of the framework has changed in this paper (compared with the one of the paper for first phase, of the present congress) in order to make it shorter. The whole framework, categories, geosites-examples, are written in English language as well, because English is the common language of the Geosites programme.

The categories refer to both continental and submarine geosites.

This product is not closed and static but on the contrary it is open, dynamic and under development. It will obtain gradually and systematically, with the involvement and cooperation of all the more specialists, completeness and a representativity equivalent to the geodiversity of Greece. In this way it will be represented adequately in the European and the world geosites list.

^{*} FRAMEWORK FOR THE GEOSITES SELECTION ACCORDING TO THE INTERNATIONAL UNION OF GEOLOGICAL SCI-ENCES (IUGS), AND THE EUROPEAN ASSOCIATION FOR THE CONSERVATION OF GEOLOGICAL-GEOMORHOLOGICAL HERITAGE (PROGEO), 2nd phase: opening of a discussion in the country, publishing and more or less finalizing the country framework I TIME MEXOPERION 70. ADMINA 1272 FMAIL ren@imme gr

^{1.} IΓΜΕ, ΜΕΣΟΓΕΙΩΝ 70, AΘΗΝΑ 11527 EMAIL ren@igme.gr

^{2.} ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΓΡΑΦΙΑΣ-ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ ΠΑΝ/ΜΙΟΥ ΑΘΗΝΩΝ, ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟΥΠΟΛΗ ΖΩΓΡΑΦΟΥ, 15784 ΑΘΗΝΑ

^{3.} ΤΟΜΕΑΣ ΙΣΤΟΡΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ-ΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΑΣ ΠΑΝ/ΟΥ ΑΘΗΝΩΝ, ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟΥΠΟΛΗ, ΖΩΓΡΑΦΟΥ 15784

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Geosites, IUGS, ProGEO, γεωδιατήρηση, γεώτοποι, γεωλογική κληρονομιά, γεωπεριβάλλον, πλαίσιο γεωτόπων, γεωποικιλότητα, κατάλογος γεωτόπων

KEY WORDS: Geosites framework, IUGS, ProGEO, geological heritage conservation, geotopes, geodiversity, geosites list

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στην εργασία αυτή περιγράφεται η δεύτερη φάση του προγράμματος γεώτοποι (Geosites) της IUGS. Η πρώτη φάση του έργου έχει ήδη διεξοδικά περιγραφεί στην εργασία «ΓΕΩΛΟΓΙΚΟ ΠΛΑΙΣΙΟ ΓΙΑ ΤΗΝ ΕΠΙΛΟΓΗ ΓΕΩΤΟΠΩΝ ΣΥΜΦΩΝΑ ΜΕ ΤΙΣ ΠΡΟΔΙΑΓΡΑΦΕΣ ΤΗΣ ΔΙΕΘΝΟΥΣ ΕΝΩΣΗΣ ΓΕΩΕΠΙΣΤΗΜΩΝ (IUGS) ΚΑΙ ΤΗΣ ΕΥΡΩΠΑΪΚΗΣ ΕΤΑΙΡΕΙΑΣ ΓΙΑ ΤΗ ΔΙΑΤΗΡΗΣΗ ΤΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ-ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΗΣ ΚΛΗΡΟΝΟΜΙΑΣ (PROGEO), Πρώτη Φάση: ετοιμασία ενός πρώτου πλαισίου σε επίπεδο χώρας», του παρόντος Συνεδρίου (Elo. Θεοδοσίου-Δρανδάκη, 2001). Επίσης στην εργασία εκείνη περιγράφεται αναλυτικά, το πρόγραμμα Geosites της IUGS και το ιστορικό του.

Θα επαναλάβουμε εδώ ότι σκοπός αυτής της προσπάθειας ήταν και παραμένει μια αντικειμενική προσέγγιση σε εθνικό επίπεδο για τη δημιουργία γεωλογικού πλαισίου, συγκρίσιμου με τα πλαίσια των άλλων χωρών και στη συνέχεια για την επιλογή των πλέον αντιπροσωπευτικών γεωτόπων. Το πλαίσιο αυτό και οι θέσεις που θα επιλεγούν με βάση αυτό, θα χρησιμοποιηθούν σε μια συγκριτική έρευνα βασισμένη σε επιστημονικά κριτήρια, για την επιλογή θέσεων για την επιστήμη και έρευνα που αξίζουν διεθνούς αναγνώρισης και προστασίας.

Η μεθοδολογία που ακολουθείται και η διαδοχή των φάσεων στο έργο Geosites είναι η ακόλουθη:

- 1. ετοιμασία ενός πρώτου πλαισίου σε επίπεδο χώρας
- άνοιγμα μιας συζήτησης στη χώρα, δημοσίευση του πλαισίου και ενδεχομένως ενός πρώτου καταλόγου (πιλοτικού) θέσεων σαν απόρροια του πλαισίου.
- 3. βελτίωση-συμπλήρωση του πλαισίου
- 4. επιλογή θέσεων που θα ανταποκρίνονται στο βελτιωμένο πλαίσιο
- 5. συζήτηση του πλαισίου με τις γειτονικές χώρες, σύγχριση των πλαισίων μεταξύ των γειτονικών χωρών
- 6. συμπλήρωση του καταλόγου των γεωτόπων για όλες τις χώρες (που ανήκουν στην περιφερειακή ομάδα εργασίας της ProGEO) με τρόπο που να αντικατοπτρίζουν το τελικό περιφερειακό πλαίσιο γεωτόπων, δηλαδή τη γεωποικιλότητα της περιοχής, στην περίπτωση μας της Νοτιοανατολικής Ευρώπης
- 7. τοποθέτηση της τελικής μορφής στην κεντρική βάση δεδομένων της IUGS.

Η φάση 1 της ανωτέρω μεθοδολογίας, αφορά όπως ήδη αναφέρθηκε, τη δημιουργία ενός πρώτου γεωλογικού πλαισίου σε κάθε χώρα, που περιλαμβάνει τις πιο αντιπροσωπευτικές κατηγορίες γεωλογικών οντοτήτωνκατηγοριών γεωτόπων. Το πρόγραμμα Geosites στοχεύει στην τυποποίηση του πλαισίου αυτού των γεωτόπων. Η τυποποίηση θα επιτρέψει τη συγκρισιμότητα καταρχήν μεταξύ των πλαισίων και στη συνέχεια μεταξύ των γεωτόπων διαφορετικών χωρών.

Η φάση δύο ξεκίνησε με την αποστολή σε έναν αριθμό γεωεπιστημόνων, ενημερωτικού υλικού σχετικά με το πρώτο γεωλογικό πλαίσιο που δημιουργήθηκε για τη χώρα μας, με το πρόγραμμα Geosites (W. Wimbledon et al, 1998). Η επιλογή των συναδέλφων στους οποίους απεστάλη αυτό το υλικό, έγινε με κριτήριο την ενασχόληση τους με τον ένα ή άλλο τρόπο με τη διατήρηση γεωλογικών θέσεων και τη διάδοση της ιδέας της διατήρησης της γεωλογικής κληρονομιάς. Ετσι άρχισε ένας πρώτος ανοικτός διάλογος που στόχο έχει στη συνέχεια να επεκταθεί στον ευρύτερο γεωεπιστημονικό χώρο. Γιατί η γεωδιατήρηση και η επιλογή των πλέον αντιπροσωπευτικών γεωτόπων για ανάδειξη, προστασία και ενδεχόμενα διαχείριση είναι υπόθεση όλων μας. Η επιλογή των γεωτόπων αυτών που θα συμπληρώσουν τα πεδία-κατηγορίες ενός τελικού πλαισίου, χρειάζεται τη δημιουργία ομάδων από ειδικούς που θα επεξεργαστούν το πλαίσιο και θα επιλέξουν συγκεκριμένες θέσεις με χαρακτηριστικά που είναι σημαντικά για τη γεωλογία της χώρας και της ευρύτερη<u>ς</u> περιοχής (νοτιοανατολικής Ευρώπης) και αντανακλούν τη γεωποικιλότητα της περιοχής. Να σημειωθεί ότι σε άλλες χώρες και περιοχές έχουν προχωρήσει σε επόμενα στάδια αυτού του σχήματος.

Η εργασία που παρουσιάζεται εδώ είναι προϊόν της ανταπόκρισης μερικών συναδέλφων σαυτό το κάλεσμα. Με τη συνεργασία αυτή αφενός συμπληρώθηκαν τα πεδία, δημιουργήθηκαν κάποια υποπεδία, προστέθηκε αρκετή πληροφορία ιδιαίτερα γεωμορφολογική, αφετέρου προστέθηκαν μερικοί γεώτοποι-παραδείγματα κάποιων κατηγοριών.

Να επαναλάβουμε ότι η συζήτηση παραμένει ανοικτή το προϊόν αυτό αναμφισβήτητα επιδέχεται συμπλήρωση και βελτίωση του σε επόμενες φάσεις.

Το πλαίσιο όπως εμπλουτίστηκε με τη συνεργασία των συναδέλφων ακολουθεί με τις εξής επισημάνσεις: Η μορφή του πλαισίου έχει τροποποιηθεί σαυτήν την εργασία (σε σχέση με την εργασία για τη φάση ένα, του παρόντος συνεδρίου) για να μην πιάσει πολύ χώρο. Οι κατηγορίες, και οι γεώτοποι έχουν γραφτεί στην αγγλική

γλώσσα, που είναι η κοινή γλώσσα του προγράμματος Geosites, και στην ελληνική γλώσσα. Οι κατηγορίες και οι γεώτοποι αφορούν χερσαίες ή υποθαλάσιες θέσεις.

2. ΠΛΑΙΣΙΟ ΚΑΤΑΓΡΑΦΗΣ ΓΕΩΤΟΠΩΝ ΜΕ ΤΗΝ ΤΥΠΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ IUGS, ΓΙΑ ΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ

Φάση 2

Stratigraphic (Στρωματογραφικές θέσεις)

A) Quaternary-Neogene(Τεταρτογενές-Νεογενές)

Tectonically controlled sequence: mixed marine, lacustrine and fluvial Νεογενείς και τεταφτογενείς τεκτονικά ελεγχόμενες ακολουθίες: θαλάσσιες, λιμναίες, ποτάμιες

B)Phanerozoic (Φανεροζωικός)

Eocene-M.Miocene molasse of Rhodope, Mesohellenic and Axios troughs Μολάσσα Ηωκαίνου-Μ. Μειοκαίνου Ροδόπης, Μεσοελληνικής Αύλακας, Αξιού Small molasse basins of West Greece and Cyclades Μικρές μολασσικές λεκάνες Δ. Ελλάδας και Κυκλάδων

Triassic to Paleogene sequences of geotectonic zones Τριαδικές έως παλαιογενείς ακολουθίες των γεωτεκτονικών ζωνών

Plattenkalk sequences of Crete Ακολουθία Plattenkalk Κοήτης

Pre-Alpine basement rocks Πετρώματα Προαλπικού υποβάθρου

C)Proterozoic(Προτεροζωικός)

D)Archaean (Αρχαϊκός)

Palaeo-environmental (Θέσεις αντιπροσωπευτικές για Παλαιοπεριβάλλον)

A)Paleo-biogeography (Παλαιοβιογεωγραφία)

Lignitiferous basins of Miocene, Pliocene, Pleistocene age Λιγνιτοφόgες λεκάνες Μειοκαίνου, Πλειοκαίνου, Πλειστοκαίνου

B)Paleo-oceanography (Παλαιοωκεανογραφία)

Messinian salt crisis, evaporites Κοίση αλμυοότητας του Μεσσηνίου, εβαπορίτες

Palaeobiological (Θέσεις αντιπροσωπευτικές για Παλαιοπανίδα, Παλαιοχλωρίδα)

A) Mixed Palaeoecosystems (Μεικτά Παλαιοοικοσυστήματα)

Fossilized palm-trees trunks, of Plio-Pleistocene age mixed with fossil marine organisms-Sponges, more than 2,5 m. in dimensions. In the coast of SW Peloponnese Απολιθωμένοι κομμοί φοινικοδάσους, ηλικίας Πλειο-Πλειστοκαινικής με απολιθωμένους θαλάσσιους οργανισμούς-Σπόγγους που ξεπερνούν σε διαστάσεις τα 2,5 μ., στην παραλία Αγ. Μαρίνας Νεάπολης Βοιών στη ΝΔ Πελοπόννησο B)Palaeoecosystems of marine organisms (Παλαιοοικοστήματα θαλάσσιων οργανισμών)

1. Banks of Cirripedia (Balanus, Megabalanus, Archaeobalanus, Scalpellum, 12 different species) of M. Pliocene age, in Rafina area, 27 Km NW of Athens. The site is considered as unique for Greece and together with analogous occurrences in Italy and Spain permits the tracing of the coastline during Pliocene age and contributes in the comprehension of Paleogeography

1. Πάγκοι με Θυσανόποδα ηλικίας Μ. Πλειοκαίνου, περιοχής Ραφήνας, 27 χμ. ΒΑ Αθηνών. Η θέση θεωρείται μοναδική για την Ελλάδα και μαζί με ανάλογες εμφανίσεις στην Ιταλία και Ισπανία επιτρέπουν την ανίχνευση της γραμμής ακτών κατά την περίοδο του Πλειοκαίνου και συμβάλλουν στην κατανόηση της Παλαιογεωγραφίας (Μαρκοπούλου- Διακαντώνη, Α. Ντουρούπη & Ι. Κώστα 1998)

2. Rudists, Skleractinia, Foraminifera etc, of Santonian age, in Ptoon mountain, Beotia. Significant fauna, abudance of material, in a perfect preservation status

2. Ρουδιστές, Σκληφακτίνια, Ποφοφόφα, Τφηματοφόφα κ. ά., Σαντονίου ηλικίας, στην πεφιοχή του Πτώου όφους, στο Μαφμέικο (Βοιωτία). Αξιόλογη πανίδα, αφθονία του υλικού, θαυμαστή κατάσταση διατήφησης (Α. Μεφμύγκη, Α. Μαφκοπούλου- Διακαντώνη & Α.Ζαμπετάκη-Λέκκα 2001)

C)Palaeoecosystems of continental organisms (Παλαιοοιχοστήματα χερσαίων οργανισμών)

Mammal faunas of Quaternary-Neogene age (Πανίδες θηλαστικών Τεταρτογενούς-Νεογενούς)

1. Indigenous dwarf elephants of Tilos island (Charkadio cave) of 3.500-4.000 y. age. This site is considered as the richest in the world.

1. Ενδημικοί νάνοι ελέφαντες της νήσου Τήλου (σπήλαιο Χαρκαδιό) 3.500- 4.000 ετών. Η συγκεκριμένη θέση είναι η πλουσιότερη στον κόσμο (Ν. Συμεωνίδη &. Γ. Θεοδώρου 1997)

2. Pikermian fauna, unique and rich in Kerassia, N. Euboea. (G. Theodorou, A. Athanassiou, S. Roussiakis & G. Iliopoulos 1998)

Πικεφμική πανίδα, μοναδική και πλούσια στην Κεφασιά Β. Εύβοιας. (Πεφισσοδάκτυλα: Ρινόκεφοι, Ιπποειδή και Αφτιοδάκτυλα: Βοοειδή και Καμηλοπαφδάλεις, Σαφκοφάγα : Μαχαιφόδοντες και Υαινες, Πφοβοσκιδωτά κ.ά.) (G. Theodorou, A. Athanassiou, S. Roussiakis & G. Iliopoulos 1998)

3. Samos. The fossiliferous sites of Miocene age considered as significant and very rich. (Koufos, G.D., Syrides, G. E., Kostopoulos, D. S., Koliadimou, K. K., Silvestrou, J.A., Seitanidis, G. C., & Vlachou, T., 1997)

3. Σάμος. Οι Μειοκαινικής ηλικίας απολιθωματοφόρες θέσεις της είναι από τις σημαντικότερες και πλουσιότερες (Koufos, G.D., Syrides, G. E., Kostopoulos, D. S., Koliadimou, K. K., Silvestrou, J.A., Seitanidis, G. C., & Vlachou, T., 1997)

4. Axios basin. Specifically the sites where the anthropoid Ouranopithecus macedoniensis of Upper Miocene age, has been found are quite important. (Koufos, G. D., 1995, Bonis, De L., Koufos, G.D., 1999)

4. Κοιλάδα Αξιού. Ιδιαίτερα οι θέσεις που βρέθηκε το ανθρωποειδές Ouranopithecus macedoniensis, μιά προγονική μορφή των πλειο – Πλειστοκαινικών ανθρωπιδών. Ολες του Αν. Μειοκαίνου. (Koufos, G. D., 1995, Bonis, De L., Koufos, G.D., 1999)

5. Chios, Thymiana; of Middle Miocene age, it is the oldest site with large mammals in Greece in Greece (Koufos, G.D., Bonis De L. & Sen, S., 1995)

5. Χίος, Θυμιανά. Ηλικίας Μ. Μειοκαίνου, πρόκειται για την παλαιότερη θέση με μεγάλα θηλαστικά στη Ελλάδα (Koufos, G.D., Bonis De L. & Sen, S., 1995)

Igneous, metamorphic and sedimentary petrology, textures, events and processes (Θέσεις αντιπροσωπευτικές για Πετρολογία-δομές-φαινόμενα-διαδικασίες εκρηξιγενών, μεταμορφωμένων και ιζηματογενών πετρωμάτων)

Volcanic arc S. Aegean Sea Ηφαιστειακό τόξο Ν Αιγαίου

Volcanics and volcanic activity of earlier arcs (e.g. volcanics of Kakourou, Northen Greece) Ηφαιστειακά προηγούμενων τόξων (π.χ. ηφαιστειακά Κακουρούς στην περιοχή Προμάχων)

Ophiolite complexes Οφιολιθικά συμπλέγματα Mineralogical, economic (Μεταλλευτικές, οικονομικής γεωλογίας θέσεις)

Bauxite and aluminium ores Βωξίτες και κοιτάσματα αλουμινίου

Igneous associations with Au, Ag, Fe, Pb and Zn (e.g. mines of Chalkidiki area, Macedonia) Παραγενέσεις εποηξιγενών με Au, Ag, Fe, Pb and Zn

Structural (Θέσεις αντιπροσωπευτικές για Δομή)

Significant tectonic contacts, upthrusts, overthrusts, neotectonic and seismotectonic fault and joint sets Σημαντικές τεκτονικές επαφές, επωθήσεις, εφιππεύσεις, νεοτεκτονικά και σεισμοτεκτονικά φήγματα

Geomorphological features, erosional and depositional processes, landforms and landscapes (Θέσεις αντιπροσωπευτικές για Γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά, μορφές, τοπία και διαδικασίες διάβρωσης και απόθεσης).

Marine terraces, sea level changes controls, climatic changes controls (fluvial terraces, glacial landforms and formations e.g. in Olympos, Parnassos and Menoikio mountains, aeolian deposits), fluvial formations as erosional basins and gorges (e.g. Tempi, Aliakmon river, Vouraikos, Erkyni, Rentina, Asprovalta, Vikos, Samaria), river deltas, planation surfaces, paleosoils, waterfalls (e.g. of Edessa). Volcanic landforms (e.g. Santorini caldera, submarine crater of Columbo). Weathering landforms (e.g. sphaerical weathering-tafoni of Tinos granites)

Θαλάσσιες αναβαθμίδες, μορφές που οφείλονται σε αλλαγή του επιπέδου της θάλασσας, μορφές που οφείλονται σε κλιματικές αλλαγές (ποτάμιες αναβαθμίδες, παγετώδεις μορφές και αποθέσεις π.χ. Ολυμπος, Παρνασσός, Μενοίκιο, ανεμογενείς αποθέσεις), ποτάμιες γεωμορφές όπως χαρακτηριστικές διαβρωσιγενείς κοιλάδες και φαράγγια (π.χ. Τέμπη, κοιλάδα Αλιάκμονα, Βουραϊκός, Ερκύνη, Ρεντίνα, Ασπροβάλτα, Βίκος, Σαμαριά), Δέλτα, επιφάνειες επιπέδωσης, παλαιοεδάφη, καταρράκτες (π.χ. Εδεσσας). Ηφαιστειογενείς γεωμορφές (π.χ. καλδέρα Σαντορίνης, γεωμορφές στο Σουσάκι, Αίγινα, Μέθανα, Πόρος, Μήλος, Σαντορίνη, Νίσυρος, Κως, Γυαλί, υποθαλάσσιος κρατήρας Κολούμπο). Διαβρωσιγενείς μορφές (π.χ. σφαιρική αποσάθρωσηtafoni γρανιτών Τήνου (Σούκης, Κ., Κουφοσωτήρη, Ε., Στουρνάρας Γ, 1998)).

Geotopes resulting from catastrophic phenomena (Marinos P., in proceedings of the meeting for the geological geomorphological heritage conservation. In the framework of Hermoupolis, Syros island. Athens 1999 ed. I. Drandaki) Γεώτοποι από καταστροφικά φαινόμενα (Marinos P., 1999 στο Τριήμερο για τη διατήρηση της γεωλογικήςγεωμορφολογικής κληρονομιάς, στο πλαίσιο των Σεμιναρίων της Ερμούπολης, 1996: πρακτικά, Αθήνα 1999, εκδ. Ειρ. Δρανδάκη)

Springs, thermal springs (e.g. of Loutra-Loutraki Aridhea, Of Aghios Nikolaos Naoussa, of Aghios Ioannis, and of monastery of Prodromos Serres, of Aggitis river, of Aggistron-Sidirokastron Lagadas) Πηγές, θερμές πηγές (π.χ. Λουτρών Λουτρακίου Αριδαίας, Αγ. Νικόλαος Νάουσσας, Αγ. Ιωάννου και μονής προδρόμου Σερρών, Αγγίτη, θ. Αγγίστρου-Σιδηροκάστρου, Λαγκαδά)

Lakes(e.g. of Agra, Kerkini, Volvi etc) Λίμνες (π.χ. Αγρα, Κερκίνης, Μ. Βόλβη κλπ)

Karstic landforms and formations - Καρστικές μορφές και σχηματισμοί:

1. Up. Cretaceous-Paleotertiary paleorelief (relics of the oldest topography): "Karstic landforms" dome-shaped with asteroid dolines that means cone karst (kegelkarst). Fossilized in beauxites ores of Mandra Attiki, in Parnassos mountain, Ithaki, Sparti, Menoikion mountain, etc.

 Παλαιοανάγλυφο Αν. Κρητιδικού-Παλαιοτριτογενούς (το παλαιότερο): «καρστικές γεωμορφές» με μορφή τρούλου και αστεροειδείς «δολίνες» δηλαδή κωνικό καρστ, απολιθωμένο σε μεταλλεία βωξίτη στη Μάνδρα Ελευσίνας, στον Παρνασσό, τον Ελικώνα κλπ. (Riedl, H. 1984, Παπαδοπούλου Κ. 1990, 1996).

2. Up. Miocene-l. Pliocene paleorelief: karstic landforms of the previous type observed in the surface at Lykokastro

area 1300-1550 m height in Helikonas mountain, Parnassos mountain, Ithaki, Sparti, Mani, Menoikion mountain 2. Παλαιοανάγλυφο Αν. Μειόκαινου-Κατ. Πλειόκαινου: Καρστικές γεωμορφές ίδιου τύπου που παρακολουθείται επφανειακά στον Ελικώνα, θέση Αυκόκαστρο 1300-1500m (Παπαδοπούλου Κ. 1990), Παρνασσό, Ιθάκη, Σπάρτη, Μάνη, στο Μενοίκιο όρος (Βαβλιάκης, Ε. 1981) κ.λ.π.

3. Eocene paleorelief: landforms of Kegelkarst, in Mainalon mountain, between Vytina and Kamentsa, Peloponnese

3. Παλαιοανάγλυφο Ηωκαίνου: γεωμορφές επίσης κωνικού καρστ, στο όρος Μαίναλο μεταξύ Βυτίνας και Καμέντσας

4. Bauxites of Vytina area in karstic "Cockpit doline" landforms (Riedl, H. 1977, Papadopoulou, K. 1996)

 4. Βωξίτες περιοχής Βυτίνας σε καρστικές γεωμορφές τύπου «Cockpit
 doline» (Riedl, H.

 1977, Papadopoulou, K. 1996)

5. Oligocene-L. Miocene paleorelief: a paleosurface buried with marls, in the area northern of Meteora, between Thessaly and Macedonia. The landforms are due to processes combination of karstic phenomena and fluvial erosion (Riedl, H. 1993)

5. Παλαιοανάγλυφο Ολιγοκαίνου-Κατωτ. Μειοκαίνου: προσχωμένη με μάργες «παλαιοεπφάνεια» μεταξύ Θεσσαλίας και Μακεδονίας, βόρεια των Μετεώρων. Οι γεωμορφές αποτελούν συνδυασμό καρστικών φαινομένων και ποτάμιας διάβρωσης (Ζαμάνη, Α. 1979, Riedl, Η. 1993)

6. Mio-pliocene paleorelief in the form of "paleosurfaces" (e.g. Cyclades, Arcadia) as well as in the form of "karstic peripheral surfaces" and "pediments" in other areas

6. Παλαιοανάγλυφο Μειοπλειοκαίνου υπό μοφφή «παλαιοεπιφανειών» (π.χ.Κυκλάδες, Αφκαδία) αλλά και «καφστικών πεφιφεφειακών επιπέδων» και «pediments» σε πολλές πεφιοχές

7. Recent karst in "paleosurfaces" of the previous category, where "doline terrains" dominate like in Parnassos mountain, Helikonas and Mainalo mountains

7. Σύγχρονο καρστ σε παλαιοεπιφάνειες της προηγούμενης κατηγορίας, όπου επικρατούν «πεδία των δολινών» όπως στον Παρνασσό, τον Ελικώνα και το Μαίναλο

8. Polygenetic landforms: the big "polje" (e.g. Kopaida, Ioannina. N. Akarnania, Crete, Samos, Skopelos etc.), the numerous "caves" (e.g. of Petralona, Alistrati etc)

8. Πολυγενετικές γεωμοφφές: οι μεγάλες «πόλγες» (π.χ.Κωπαϊδας, Ιωαννίνων, Β. Ακαφνανίας, Κφήτης, Σάμου, Σκοπέλου κ.λ.π.), τα πολυάφιθμα «σπήλαια» (π.χ. Πετφαλώνων, Αλιστφάτης)

Astroblemes (Μετεωρίτες)

Continental or oceanic-scale geological features, relationships of tectonic plates and terrains (Ηπειρωτικής ή ωκεάνειας κλίμακας γεωλογικά χαρακτηριστικά, σχέσεις τεκτονικών πλακών και πεδίων).

Isopic zones reflecting geotectonic regime and paleogeography

Ισοπικές ζώνες που αντανακλούν γεωτεκτονικό καθεστώς και παλαιογεωγραφία

Historic, for development of geological science (Ιστορικές θέσεις για την ανάπτυξη των γεωεπιστημών)

Fossiliferous site of Pikermi, Attiki Απολιθωματοφόρος θέση στο Πικέρμι, Αττικής

Geo- history (Θέσεις Γεω-ιστορίας)

Thermopyles, Marathon Θεομοπύλες, Μαραθώνας Geo-Mythology, Geo-Archaeology (Γεω-αρχαιολογικές-Γεω-μυθολογικές θέσεις)

Lerni, Kopaida Λέρνη, Κωπαϊδα (Μαριολάκος, Η., 1999, Παπαδοποθλου-Βρυνιώτη, Κ., 2000)

3. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Οπως ήδη αναφέρθηκε η εργασία αυτή είναι αποτέλεσμα συνεργασίας μιας ομάδας γεωεπιστημόνων με ενδιαφέρον για τη διατήρηση του γεωλογικού περιβάλλοντος και την ανάδειξη του ως ουσιώδους περιβαλλοντικής παραμέτρου.

Το ενδιαφέρον για τη διατήρηση αυτήν και την προστασία των γεωτόπων δεν εξαντλείται φυσικά σαυτήν την ομάδα, αλλά είναι υπόθεση όλων των γεωεπιστημόνων. Επομένως και το αποτέλεσμα αυτής της εργασίας δεν είναι στατικό αλλά δυναμικό και εξελισσόμενο.

Με τη συνεργασία όλο και περισσότερων ειδικών γεωεπιστημόνων θα αποκτήσει σταδιακά και συστηματικά, μία πληρότητα και μία αντιπροσωπευτικότητα ανάλογη της γεωποικιλότητας της χώρας μας, ώστε αυτή να εκπροσωπηθεί ικανοποιητικά στον ευρωπαϊκό ή και στον παγκόσμιο κατάλογο γεωτόπων.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Ευχαριστίες απευθύνουμε στους κάτωθι συναδέλφους για τις εύστοχες και χρήσιμες παρατηρήσεις, προτάσεις γεωτόπων, καθώς και για την παροχή σχετικής βιβλιογραφίας: κ. Γ. Κουφό, καθηγ. Παλαιοντολογίας Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, Δρα Α. Μέττο, τομεάρχη ΙΓΜΕ, Δρα Κ. Περισοράτη, προϊστάμενο του τμήματος υποθαλάσσιας Γεωλογίας του ΙΓΜΕ, Δρα Γ. Φέρμελη, ερευνήτρια του Παιδαγωγικού Ινστιτούτου Αθηνών, κ. Γ. Στουρνάρα καθηγ. Περιβαλλοντικής Γεωλογίας Παν/ου Αθηνών. Ευχαριστούμε επίσης στους συναδέλφους της περιφερειακής μονάδας του ΙΓΜΕ Θεσσαλονίκης κ.κ. Ι. Ζάννα, Εμμ. Διακάκη, Μ. Στεφανίδη, Γ. Σταϊκόπουλο, καθώς και το Δρα Ν. Αρβανιτίδη προϊστάμενο του ΙΓΜΕ Θεσσαλονίκης.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ΒΑΒΛΙΑΚΗΣ, Ε. 1981: Μελέτη των επιφανειών διάβρωσης καρστικών παγετωδών και περιπαγετωδών μορφών του όρους Μενοίκιου στην Αν. Μακεδονία από γεωμορφολογικής και μορφογενετικής πλευράς. Διδ. Διατρ. σ. 192 Παν/μιο Θεσσαλονίκης.
- BONIS, DE L. & KOUFOS, G. D., 1993: The face and the mandible of Ouranopithecus macedoniensis. Description of new specimens and comparisons. -Journal of Human Evolution, 24: 469-491, New York.
- BONIS, L DE., KOUFOS, G. D. & SEN, S., 1997: A giraffid skull and mandible from the middle Miocene of the island of Chios (Aegean sea, Greece). Palaeontology, 40: 121-133.
- BONIS, DE L., KOUFOS, G.D. AND SEN, S., 1997: The sanitheres (Mammalia, Suoidea) from the middle Miocene of Chios island, Aegean sea, Greece. Revue Palaeobiologique, 16(1): 259-270.
- BONIS, DE L., KOUFOS, G.D. & SEN, S., 1998 : Ruminants (Bovidae and Tragulidae) from the middle Miocene (MN 5) of the island of Chios, Aegean sea (Greece. N. Jb. Geol. Palaeont. Ah., 210:399-420.
- BONIS, DE L., KOUFOS, G.D., 1999: The Miocene large mammal succession in Greece. In ώHominoid Evolution and climatic change in Europe, vol. I ώThe evolution of the Neogene terrestrial ecosystems in Europe J. Agusti, L. Rook & P. Andrews (eds), pp. 205-237, Cambridge Univ. Press.
- ZAMANH, A. 1979: Συμβολή εις την ερμηνείαν της δημιουργίας και της εξελίξεως των Γεωμορφών των Μετεώρων. An.geol. P. Hel T.XXX/Ι Σ. 281-290 Αθήνα.
- ΘΕΟΔΟΣΙΟΥ-ΔΡΑΝΔΑΚΗ, ΕΙΡ. 2001: Γεωλογικό πλαίσιο για την επιλογή γεωτόπων σύμφωνα με τις προδιαγραφές της Διεθνούς Ενωσης Γεωεπιστημών (IUGS) και της Ευρωπαϊκής Εταιρείας για τη διατήρηση της γεωλογικής-γεωμορφολογικής κληρονομιάς (PROGEO), Πρώτη Φάση: ετοιμασία ενός πρώτου πλαισίου σε επίπεδο χώρας. Ιδιο συνέδριο.
- KOUFOS, G.D., 1992: A mandible of Ouranopithecus macedoniensis from new late Miocene locality of Macedonia (Greece).-American Journal of Physical Anthropology, New York, 91, 225-234.
- KOUFOS, G.D., SYRIDES, G. E., KOSTOPOULOS, D. S., KOLIADIMOU, K. K.,
- SILVESTROU, J.A., SEITANIDIS, G. C., & VLACHOU, T., 1997: New excavations in the Neogene mammalian localities of Mytilini, Samos Island, Greece. Geodiversitas, 19(4): 877-885.
- KOUFOS, G.D.. BONIS DE L. & SEN, S.,1995: Lophocyon paraskevaidisi a new viverrid (Carnivora, Mammalia from the middle Miocene of Chios island (Greece). Geobios, 28(4): 511-523, Lyon.
- KOUFOS, G. D., 1995: The first female maxilla of the hominoid Ouranopithecus

macedoniensis from the late Miocene of Macedonia, Greece. Journal of Human Evolution, 29:385-399.

- KONDOPOULOU, D., BONIS, DE L., KOUFOS, G.D. & SEN., S. (1993): Palaeomagnetic and biostratigraphic data from the middle Miocene vertebrate locality of Thymiana (Chios island, Greece). - Proc. 2nd Congr. Geophys. Soc.Greece, 626-635.
- ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, Η., 1999: Συμβολή των γεωτόπων στην ιστορία και την περιβαλλοντική ευαισθητοποίηση. Πρακτικά Τριημέρου για τη διατήρηση της γεωλογικής-γεωμορφολογικής κληρονομιάς, στο πλαίσιο των

Σεμιναρίων της Ερμούπολης, 1996, Αθήνα 1999, εκδ. Ειρ. Δρανδάκη.

- ΜΑΡΚΟΠΟΥΛΟΥ-ΔΙΑΚΑΝΤΩΝΗ, Α., ΝΤΟΥΡΟΥΠΗ, Α. & ΚΩΣΤΑ, Ι. 1998: Τα θυσανόποδα (Cirripedia) των πλειοκαινικών αποθέσεων της Ραφήνας Αττικής. Συστηματική-Παλαιοοικολογία. Bull. Geol. Soc. Gr., XXXII/2, 73-83, Patras.
- ΜΕΡΜΥΓΚΗ, Α., ΜΑΡΚΟΠΟΥΛΟΥ- ΔΙΑΚΑΝΤΩΝΗ, Α. & ΖΑΜΠΕΤΑΚΗ- ΛΕΚΚΑ, Α. 2001: Νέα παλαιοντολογικά και στρωματογραφικά δεδομένα επί της ανωκρητιδικής επίκλυσης στη ζώνη Ανατολικής Ελλλάδας (Μαρμέικο, Πτώον όρος, Βορειοανατολική Βοιωτία). Κατατέθ. στο 90 Συν.της Ελλ. Γεωλ. Ετ., Αθήνα.
- ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΥ, Κ. 1990: Γεωμορφολογική μελέτη της περιοχής Κωπαϊδας(Βοιωτίας). Διδ. Διατρ. σ.147 Γεωλογικό Τμήμα Παν/μίου Αθηνών.
- PAPADOPOULOU, K. 1996: «Comparative observations in Karst Formations of Parnass and Arcadia mountains (Greece): Theoretical and Applied Karstology, voI9, 63-68. Editura Academiei Romane, Bucuresti.
- ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΥ-ΒΡΥΝΙΩΤΗ, Κ., 2000: Γεωμορφολογία, Μυθολογία και αρχαίος πολιτισμός στην περιοχή Κωπαϊδας. Συμπόσιο Γεωτουριστικά-Γεωπολιτιστικά μονοπάτια και Γεωμυθότοποι, Αθήνα.
- ΠΕΡΙΣΟΡΑΤΗΣ, Κ., ΖΑΧΑΡΑΚΗ, Π., ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ, ΣΤ., ΖΗΜΙΑΝΙΤΗΣ, Ε., 1995: Χάρτης επιφανειακών ιζημάτων Αιγαίου Πελάγους, Φύλλο Σαντορίνη, Κλ. 1:200.000, εκδ. ΙΓΜΕ
- RIEDL, H., 1993: Die Karstreliefgenerationen Griechen1ands und das Problem Anthropographische St'erungen. «Die Hohle» 42 S. 57- 70 Wien.
- RIEDL, Η, ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, Η, ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, Δ, ΣΑΜΠΩ Β, 1982: Η εξέλιξη των παλαιών μορφολογικών επφανειών των Κυκλάδων. Αη. Geol. P. Hel Τ.χχχΙ Σ. 191-250 Αθήνα.
- ΣΟΥΚΗΣ, Κ., ΚΟΥΦΟΣΩΤΗΡΗ, Ε., & ΣΤΟΥΡΝΑΡΑΣ Γ., 1998: Ιδιαίτερα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά της Τήνου (Κυκλάδες, σφαιροειδείς μορφές διάβρωσης των γρανιτών και tafoni. Πρακτικά υπό έκδοση 3ου Διεθνούς Συμποσίου Μουσείου Φυσικής Ιστορίας Απολιθωμένου Δάσους Λέσβου για τη διαχείριση προστατευόμενων περιοχών και μνημείων της φύσης.
- ΣΥΜΕΩΝΙΔΗ, Ν. & ΘΕΟΔΩΡΟΥ, Γ. 1997: Γνωριμία με τους τελευταίους Ελέφαντες, που έζησαν σε Ευρωπαικό έδαφος, τους νάνους ελέφαντες της Τήλου. Intern. Ecol. Congr. Peace, Environment, Culture and Tourism, 26, Τήλος.
- SYMEONIDES, N..& THEODOROU, G. 1997: The story of the last European elephants. Intern. Ecol. Congr. Peace, Environment, Culture and Tourism, 27, Τήλος.
- THEODOROU, G., ATHANASSIOU, A., ROUSSIAKIS, S. & ILIOPOULOS, G., 1998: Preliminary results on the recent excavations of the Kerassia locality (Euboea). Inter.- Coll./ R.C.M.N.S, Abstr.,66, Patras.
- WIMBLEDON, W.A.P., ISCHENCO, A., GERASIMENCO, N., ALEXANDROWICZ, Z., VINOCUROV, V., LISCAK, P., VOZAR, J., VOZAROVE, A., BEZAK, V., KOHUT, M., POLAK, M., MELLO, J., POTFAJ, M., GROSS, P., ELECKO, M., NAGY, A., BARATH, I., LAPO, A., VDOVETS, M., KLINCHAROV, S., MARJANAC, L., MIJOVIC, D., DIMITRIJEVIC, M., GAVRILOVIC, D., THEODOSSIOU-DRANDAKI, I., SERJANI, A., TODOROV, T., NAKOV, R., ZAGORCHEV, I., PEREZ-GONZALEZ, A., BENVENUTI, M., BONI, M., BRANCUCCI, G., BORTOLAMI, G., BURLANDO, M., COSTANTINI, E., D' ANDREA, M., GISOTTI, G., GUADO, G., MARCHETTI, M., MASSOLI-NOVELLI, R., PANIZZA, M., PAVIA, G., POLI, G., ZARLENGA, F., SATKUNAS, J., MIKULENAS, V., SUOMINEN, V., KANANOJA, T., LEHTINEN, M., GONGGRIJP, G., LOOK, E., GRUBE, A., JOHANSSON, C., KARIS, L., PARKES, M., RAUDSEP, R., ANDERSEN, S., CLEAL, C., BEVINS, R., (1998): a first attempt at a geosites framework for Europe- an IUGS initiative to support recognition of World Heritage and European Geodiversity, Geologica Balcanica 28. 3-4.Sofia 1998, Special Issue "Geological heritage of Europe" pp 5-47.

KARST AND GEOTOPS OF KARST ORIGIN IN ALBANIA A. SERJANI¹, H. HALLACI¹, A. NEZIRAJ¹ & A. HALLACI²

ABSTRACT

Albania is one of the most karst-developed countries in Europe. Karst phenomena are related to soluted carbonate formations which cover of about 7300 km² of Albanian territory and with sulfate evaporates rocks, which outcrop of about 500 km². Typically alpine relief of average altitude 708 m above the sea level and high horizontal splitting are favorable for karst development. Karst and geological sites of karst origin are wide-spread mainly in Albanian Alps and in Ionian zone. In Albanides there are determined surfaces and underground karst forms which belong to the Neo-Pliocene-Quaternary age and deep karst forms belonging to the paleokarst in old formations. The most widespread karst forms in carbonate rocks there are valleys, caves, cones etc., while into salt rocks there are formed many karstic lakes and depressions. Up to now there are determined about 80 karstic caves, nice karst fields, valleys, plains, which represent geological sites of karst origin.

KEY WORDS: Albania, carbonate formations, evaporate rocks, karst phenomena, geological sites.

INTRODUCTION

Due to widespreading of carbonate and evaporate rocks in Albania a lot of karst landscapes there formed as well. In many cases these landscapes are of nice aesthetic view. They are of geoscientific importance representing geological sites of karst origin. Karst phenomena in Albania are treated during geological mapping of different regions and in Physical Geography of Albania (1991,1992). For the first time, Kristo (1973) and Dhame presented karst in his thesis (1988). Separate presentations are done last years on international symposiums and meetings (Serjani, et al., 2000), Hallani, et al., 2000). Geological sites of karst origin are described and classified in framework of studies and papers on Geological Heritage (Serjani et al., 1997, 1998, Serjani and Neziraj, 2000).

There are of about 25 known surfaces of intensively karst development in Albania. In most cases these surfaces represent interesting and beautiful natural geological-geomorphologic phenomena of scientific, didactic-educational and geotourist values. Amongst the above mentioned karst regions we can name: Kurveleshi Highland, which is considered as "natural museum of karst phenomena", Hajupi mountain, Pilur-Vali Vunoit, Tomorr-Kulmaka regions in Ionian zone, Sazan-Karaborun carbonate platform, Mali me Gropa ("Mountain with Holes"), Mali i Thate ("Dry Mountain"), Prespa, Klenja, Studa, Qarrishta, Biza, Munella, Arni karstic fields in Mirdita zone and Ivanai, Villa, Paruni, Velenik, Rragami karstic fields in Albanian Alps zone. Karst forms represent nice and important geological sites of the same origin. That is why they must be known, evidenced, studied, managed and protected by Albanian State for coming generations. Some of karst fields situated at mountainous highlands are of complex erosional-karst geotourist values and need exploration fieldwork and detailed researches. The same we can say for many deep karst caves, which are not explored yet.

KARST ROCKS IN ALBANIA

Karst phenomena are widespread mainly in carbonate and evaporate rocks. Total surface covered by carbonate formations in Albania is of about 7300 km². Carbonate rocks are widespread in Northern Albania, where they construct Albanian Alps or Northern Mountainous Geographical Unit, in Southern Albania or Southern Mountainous Unit belonging to the Ionian tectonic zone and in Sazan-Karaborun Cretaceous carbonate platform (Fig.1). Karst is developed mainly in limestone rocks, and in few cases in dolomites. Jurassic and Cretaceous thick sections of limestone are evident in Malesia e Madhe subzone of Albanian Alps. They form a large karst region prolonged from Kopliku southwest up to the most northern mountain picks to the confine. In northern part from Boga up to the border (Seferne), there is spread karst in more than 2000 m above the sea

^{1.} Institute of Geological Research, Blloku "Vasil Shanto", P.O.Box 1427, Tirana, Albania

^{2.} ITNPM, Blloku "Vasil Shanto"., Tirana, Albania

levels into the limestone of Upper Cretaceous, while to the southwestern part from Kopliku up to the Cemi river valley, karst it is widespread intensively in lower levels into the carbonate rocks of Jurassic age.

In eastern Albanian Alps (Valbona subzone) karst is linked with sections of Triassic limestone, some times dolomitized. Here, is placed one of the most interesting and important karstic region between Jezerca mountain (2693 m), Iron Pick (1560 m), "Black Pick" (2359 m), Big Pick (2011 m), and Radohima Pick (2559). Karst is developed at levels 1800-2500 m, while all over slopes of Valbona, Curraj, Shala and Perroi Thate rivers there are formed a lot of karst and erosion forms as well.

Another one interesting geological-structural unit in Northern Albania constructed mainly by Cretaceous-Paleocene marl limestone of Triassic-Lower Jurassic age in its core, it is Cukali anticline. Here, around the Cukali mountain pick (1723 m) and all over the slopes of Kiri and Shala rivers there are formed a lot of karstic fields, valleys, ridges, caves.

Separate large carbonate structures with a lot of surface and underground karst forms are on both eastern and western flanks of Albanian Ophiolites, belonging to Mirdita tectonic zone. Amongst the largest Cretaceous carbonate formations there are Pashtrik-Manze anticline in Kukesi region, Munella Cretaceous carbonate Mountain (1991 m) placed on the volcanic rocks of Mirdita Ophiolites and long Cretaceous carbonate ridge from Zebe Pick (1987m) north to Red Stone Pick (1511 m) up to Deja Mountain (2246 m) south. This wide carbonate ridge is placed between volcanic rocks of Mirdita in the west and Lura ultrabasic massif in the east. Further to the south, there are placed some other carbonate massifs such as: Mali me Gropa ("Montain of holes") to the east of Tirana, which represents one of the best intensively karst phenomena in regional scale, Berzeshte-Polis anticline of Cretaceous-Paleocene limestone, Voskopoja, Vithkuqi and Radanji (Leskovik) anticlines constructed by Cretaceous and Paleogen limestone as well. Some carbonate fields belonging mainly to Upper Triassic-Lower Jurassic age are placed in Korabi tectonic zone such as: Koritnik-Gjallica mountain in Kukesi region, Ostren-Stebleva-Qarrishta karst region, Dry Mountain (east of Ohrid lake), Prespa karst region etc.

As two thin long bands from north (Shkodra-Lezha region) towards the southeast direction are placed Cretaceous carbonate rocks of Kruja-Dajti ridge (Kruja tectonic zone) and Krasta subzone. Limestones of Kruja zone are platformic, neritic ones with a lot of macrofossils often dolomitized, while limestones of Cukali zone are pelagic ones.

In Ionian zone, there are widespread carbonate formations outcropped mainly in anticline belts, but karst phenomena is widespread mainly in Cretaceous and Paleocene limestones and in massive limestones of Lower-Middle Liassic. The largest karst surfaces in Ionian zone there are: Kurveleshi Plateau, Mali i Gjere ("Wide Mountain"), Bureto-Lunxheri-Shendelli, Nemerŋke-Dhembel, Trebeshina-Fterra-Vermik and Hika carbonate mountain chains. Separate karst regions are those formed on the surface of Dhrovjani, Grazhdani, Janicat and Shtutgara carbonate anticlines and Saranda-Butrinti-Bogazi-Konispoli carbonate structures.

Sazan-Karaburun zone is constructed by Cretaceous neritic limestones.

Evaporate rocks outcrop in Pre-Adriatic Depression, in Ionian and Korabi zones. Dumrea salt diaper, the largest diaper in Albania it has surface of about 300 Km². On it's surface there are formed many karst lakes and depressions. In Ionian tectonic zone evaporates outcrop in form of diapers in Kardhiq, Delvina, Vermik, and Hiflik. Two large white salt domes are formed in Peshkopi region (Korabi zone): "White Mountain" and Banjat-Peshkopi salt domes. Small outcrops of evaporates there are in Dibra region (Macedonia) as well.

LOCATION AND FORMS OF KARST

The karst phenomena in Albania it is new karst of Post-Pliocene-Quaternary age and deep karst. This last type belongs to paleokarst of old formations. Karst in Albania represents typically Mediterranean karst. Amongst the most intensive orogenic stages of paleokarst in Albania there are noted the following:

- Paleocene-Eocene stage, expressed in Ionian, Sazani, Kruja, Mirdita, Korabi, Gashi zones.
- Oligocene stage, expressed more clearly in Kruja, Krasta-Cukali, Mirdita, Albanian Alps zones.
- Jurassic-Cretaceous boundary orogenic stage expressed in Mirdita, Korabi, and Gashi zones.
 In most cases paleokarst traces are intercalated gradually with Pliocene-Quaternary neo-karst phenomena.

In Fig.2 it is presented the scheme of karst location in Albania.

Two genetic types of neokarst there are determined in the carbonate formations:

- Karst forms on slopes of river valleys according to the drainage movement of underground waters and depending on vertically changes of the level (basis) of underground waters.
- Karst forms on slopes of mountains, where drainage of the underground waters depends by relations between karst soluble formations and solid, nonpermeable formations, above the level of existing base of weathering.





Figure. 2 - Scheme of the karst location in Albania

- 814 -

Karst is developed mainly in the following three levels:

- Lower level, (300-1000 m), characterized by the plane relief and spreading of caves and karstic valleys.
- Middle level, (1200-1600 m), characterized by the accidental relief with spreading of karstic fields, plateaus, funnels, karstic caves etc.
- High level, (1600-2500 m), developed mainly in Albanian Alps and in Korabi highland with intensively accidental relief. In middle and high levels karst phenomena there are intercalated with the glacial traces, while in all levels karst processes there are intercalated with erosion ones.

Tectonical-Structural construction in External zones (Sazan-Karaburuni, Ionian, Kruja, Krasta-Cukali and Albanian Alps) has been convenient and influenced for development of karst forms mainly in mountain plains and highlands and next to the ridges, while on mountain slopes, karst is less widespread. In inner Albanides (Mirdita and Korabi tectonic zones) karst phenomena are widespread all over the surface of carbonate formations. The most widespread karst forms on carbonate rocks there are valleys, blind valleys, caves, karst cones, deeps, holes, lapies, poljes etc. On the surface of Dumrea evaporate diaper there are formed tenths nice aesthetic karst lakes, especially in Belshi region, while in Kardhiqi salt diaper (Gjirokastra region) there is Kalcoi deep lake and many karst depressions, holes, cones. On the surface of white salt domes in Peshkopi, it is developed mainly surface karst combined with erosion forms.

Underground karst springs from evaporate rocks and many cold water-springs from carbonate formations testify about widespreading of covered and buried karst. These last kinds of karst phenomena are dangerous especially in Dumrea salt diaper where are many villages.

GEOLOGICAL SITES OF KARST ORIGIN

Intensively, developed karst in Albania has influenced to the formation of beautiful aesthetic landscapes and rare natural phenomena, which represent geological sites. In Belogradchik Meeting of ProGEO (Serjani et al., 1998), were presented 93 geomophological sites of karst origin. Later, in the First Inventory of Geological Sites of Albania (Serjani et al., 1999) were selected 86 karst geotops of local, district, national and international importance.

Karst geotops are of different kinds depending of their form and manner of development of karst processes. There are evidenced the following karst geotops:

Karst caves, formed as result of solution by surface water, especially snow-waters. There are evidenced and presented in Map of Geological Sites of Albania 45 karst caves (Serjani et al., 2000). They are placed mainly in carbonate formations. Many caves are formed in Ionian and Albanian Alps zones, especially in Cukali anticline. The largest and must interesting karst caves are:

- Jubani cave in Shkodra district, of about 350 m long with a lot of underground rooms, stalagmites, stalactites, and colloidal forms representing a natural underground museum.
- Black cave in Erzeni River, near Tirana,
- Boga cave up to 5 km long, near Boga National Forest Park and tourist spot.
- Duk Gjoni cave in Karaborun peninsola, 40-45 m deep, 10-20 m wide and 3-4 up to 7-8 m high. Amongst stalactites, stalagmites and wide columns (stalogusts) here are formed boxes in both sides and three small underground lakes.

In Gajtan, Black, Trenit, Benja, Xara, and Konispol caves there are discovered traces of prehistoric stage of life. From Kolonja, "Black Eyes", Shpaniku and some other caves there are flowing underground springs. Up to now there isn't done full evidence of caves all over Albania, while their exploration and documentation is in the first steps.

Karst valleys, fields, slopes, ridges, holes, depressions. There are evidenced 35 such geotops formed mainly on the surface of carbonate rocks. The largest and the most interesting karst fields are the following: Mali me Gropa ("Mountain of Holes") and Biza (to the east of Tirana), Veleniku, Kopliku, Vrini, Graca, "Black Field" (1.2 km²), Studa, Qarrishta, Prespa, Tomor-Kulmaka, Vanova, Vumlo, Rovena karst fields. The most interesting karst holes there are: Markzeza (2.3 km²), Krekeza, Vrini (4.7 km²), while amongst the beautiful karst valleys there is noted Hajupi one. On the surface of Mali me Gropa ("Mountain of Holes") there are formed very nice aesthetic landscapes, similar to the bee's net. Holes are of about 50-60 m in diameter and of about 40-50 m up to 100 m in depth. The most intensively karst is developed at level 1330-1400 m. Another one region as "Natural Karst Museum" is Kurveleshi Highland in Ionian zone with a lot of karstic caves, fields, canyons and waterfalls.

Karst lakes and depressions are widespread on the surface of evaporate rocks. On Dumrea Salt Diaper there are formed many karst lakes. Belshi lakes represent beautiful tourist spot. The deep picturesque lake and many depressions are formed in Kardhiqi Diaper.

Karst springs, usually are formed along deep faults in contacts between carbonate rocks and terrigenous flysch and mollase formations. In some cases they are of beautiful view such as: "Blue Eyes" aesthetic spring getting up 45 m. through deep vertical karst cave, Kelcyra, Tepelena, Tragjasi, Bogova and many others cold water springs.

Karst caves formed as result of seawater activity. Seawater karst caves are formed in Ionian rocky seaside. Such caves are formed in Himara and Dhermi (Pirate caves) and in Karaborun peninsula, south of Vlora etc.

In most cases, karst phenomena are combined with erosion and glacial ones. In that manner there are formed complex **erosion-karstic** and **glacio-karstic** geological sites. Such complex geotops are formed in Albanian Alps, in Korabi and Lura highlands, in Kurveleshi Plateau, in Tomorr-Kulmaka chain, where are formed beautiful glacio-karst valleys, lakes, many high severe canyons etc.

Below there is presented the list of karst geotops in Albania.

I.Karst caves.

a. Of local importance

- 1. "Black cave" (in Albanian Alps)
- 2. Drela cave
- 3. Kllogjen cave
- 4. Debora ("Snow") cave
- 5. Gurra cave
- 6. Boga cave
- 7. Kakveri cave
- 8. Brovnik cave
- 9. Shpanik cave
- 10. Zhyla cave
- 11. Mbilgethi cave
- 12. Merkurthi cave (well)
- 13. Terova cave (Ujanik)
- 14. Trenit cave (Small Prespa lake)
- 15. Piro Goshi cave
- 16. Daci cave
- 17. Radhima cave
- 18. Dragani-Progonat cave
- 19. Gusmari (large deep well) cave
- 20. Maja Molles (wells) caves
- 21. Mazhar cave
- 22. Mezhgoran cave
- 23. Dragoti cave
- 24. Duk Gjoni cave
- 25. Vrima e Ariut ("Bear's Hole") cave
- 26. Osmani cave Shkoder-Tarabosh
- 27. Cukali cave
- 28. Kolika cave
- 29 Kaurri cave

b. Of national importance

- 30. Gajtani cave
- 31. Valiu cave
- 32. Zall-Dajti caves
- 33. Velna cave
- 34. Ponemi cave
- 35. Benja ("Dove's cave)
- 36. Kolonja cave
- II. Seawater karst caves (local importance)
- c. Of international importance

- 37. Skotini cave
- 38. Hajupi cave
- 39. Xoxa cave
- 40. Qafa e Priftit cave
- 41. Jubani cave
- 42. Black cave" (Erzeni-Tirana river)
- 43. Xara cave
- 44. Dove's cave (Saranda-Berdenesh) cave
- 45. Haxhi Alia (Karaborun) cave
- 46. Gjon Gjileka (Karaborun) cave
- 47. Pirate's cave Himara
- 48. Pirates cave Dhermi
- III. Karst valleys, fields, holes, slopes, ridges
- a. Of local importance
- 49 Rovena karst slope
- 50 Ragami karst field
- 51. Graca and Sopa karst fields
- 52. "Black Field" karst slope
- 53. Krekeza karst field
- 54. Kopliku karst field
- 55. Paruni karst field
- 56. Arni karst field
- 57. Merkurthi karst field
- 58. Miraka karst field
- 59. Qarrishta karst field
- 60. Mali Thate (Dry Mountain) karst field
- 61. Lekdush-Golem Mountain karst field
- 62. Zagora karst field
- 63. Kusha karst field
- 64. Velenik-Bridash karst slope
- 65. Vrini karst field
- 66. Mekzeza-Liqethi karst field
- 67. Vila karst field
- 68. Bjeshket e Oroshit karst field
- 69. Krej-Lura karst field
- 70. Munella karst field
- 71. Klenja karst field
- 72. Prespa karst field
- 73. Maja e Pusit karst field
- 74. Polinan-Zagori karst field
- 75. Vumlo karst field
- 76. Shushica karst field
77. Vali Vunoit karst field 78. Rovena karst field

*b. Of national importance*79. Biza karst field80.Tomorr-Kulmaka karst field

c. Of international importance

81. Studa karst field
82. Vanova karst field *b. Of international importance*)
87. Belshi karstic lakes

CONCLUSIONS

- Albania is one of the most karst-developed countries in Europe.
- Karst is developed mainly in carbonate and evaporates rocks.
- There are formed surface, underground and deep karst phenomena.
- The most widespread karst forms in carbonate rocks there are valleys, caves, cones, deeps, plains, holes, while in salt rocks there are formed many karstic lakes and depressions.
- Some of karst forms represent geological sites. They are nice aesthetic landscapes of geoscientific, education-didactical and geotourist values.
- In The First Inventory of Geological Sites of Albania there are selected 83 geotops of karst origin categorized in local, district, national and international importance.
- The karst activity in Albanian territory is most favorable for the assessment of karst industrial works.
- We recommend to undertake new projects on evidencing and exploration of karst caves, on geologicalgeomorphologic mapping and exploration of glacio-karst phenomena in Albanian Alps, in Korabi Highland, in Kurveleshi Plateau etc., and studies on underground karstic water basins and their dynamics etc.

REFERENCES

DHAME L.1988. Tipare te karstit ne Shqiperi. Bul. Shk. Gjeol. Nr.1, pp.24-32.

EFTIMI R., TAFILAJ I. 1979. Nje veshtrim i shkurter mbi ujrat nentokesore ne Shqiperi. *Permbl. Stud.*, Nr. 3, pp. 74-91, Tirane.

- GEOLOGICAL MAP OF ALBANIA. 1982. in scale 1:200 000. Tirana.
- HALLAÇI H., VELAJ T., GJIVOGLI G., 2000. Tectonics and Lithological Determinant Factors of Morphological Modelling and Karst Forming in SW Albania. *KARST-2000.* Marmaris, Turkey. Abstract's book.
- HALLAÇI H., SERJANI A., CUKALLA M., GJIVOGLI G., HOXHA J. 2000. Karst in SW Albania, its waterbearing and influence to the Environment, NATO KARST MEETING, Slovenia, October, 2000. Proceedings.

KRUTAJ F., SERJANI A., GUCAJ A. 2000. Karst and karstic geotops in Kurveleshi Plateau, Albania. *KARST-2000.* Marmaris, Turkey.

- KRISTO V. 1973. Aspekte te karstit ne Shqiperi. Permbl. Stud. Nr.1. pp.45-52.
- Physical Geography of Albania. 1991. pp 390. Vol. I. Tirana.

Physica Geography of Albania. 1992. pp. 550. Vol. II. Tirana.

- SERJANI A., NEZIRAJ A., JOZJA N. 1997. Methods and Criteria used for classification and selection of Geological Sites of Albania. ProGEO'97 Meeting in Estonia, June, 1997. Proceedings, pp. 58-68. Tallinn.
- SERJANI A., NEZIRAJ A., JOZJA N. 1998. Preliminary Classification of Geological Sites of Albania. 8-th Int. Geol. Cong. of GSG, Patras, May, 1998. Proceedings, Nr.1, Vol. XXXII/Nr.1, pp. 33-40.Patras.
- SERJANI A., NEZIRAJ A., JOZJA A., HALLAÇI H. 1998. Geomorphologic Sites of Albania. ProGEO'98 Meeting, Belogradchik, June, 1998. Abstract's book and Proceedings in *Geol. Balc. Nr* 28.3-4 Sofia, pp. 129-136.
- SERJANI A., NEZIRAJ A. 2000. The First Inventory of Geological Sites of Albania. ProGEO'2000 Meeting. Prague, June, 2000. Abstract's book, Prague.
- WIMBLEDON W., A. ISHENKO, etc. 1998. A First Attempt at a Geosites Framework for Europe-an IUGS Initiative to support recognition of World Heritage and European Geodiversity. *Geol. Balc., 28. pp. 5-32,* Sofia,

83. Mali me Gropa (Mountain of Holes) karstic field Karstic lakes

a. Of national importance 84. Kalcoi lake

84. Kalcol lake 85.Poroska-Seferan lakes 86. Hana-Merhoja lakes.

Η ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΣΤΗΝ Α ΒΑΘΜΙΑ ΕΚΠΑΙΔΕΥΣΗ. ΔΥΝΑΤΟΤΗΤΕΣ ΚΑΙ ΠΡΟΟΠΤΙΚΕΣ*

A. XP. POKKA¹

ΣΥΝΟΨΗ

Οι παφάγοντες που καθοφίζουν ποια στοιχεία Γεωλογίας και πως διδάσκονται στα ελληνικά δημοτικά σχολεία δεν πεφιοφίζονται μόνο στα αναλυτικά πφογράμματα και στα εγχειφίδια. Οι πεφιοφισμένες ώφες των μαθημάτων, στα οποία εμπεφιέχονται, ο πενιχφός εξοπλισμός των σχολείων σε βιβλιοθήκες και εποπτικά μέσα, η ανεπάφκεια εξειδικευμένης εκπαίδευσης των εκπαιδευτικών του δημοτικού σχολείου, παίζουν σημαντικό φόλο. Δίπλα σε αυτά ξεχωφιστή θέση έχει η έλλειψη επεξεφγασμένου πφοβληματισμού για τα ιδιαίτεφα πφοβλήματα που θέτει η συνάντηση του συγκεκφιμένου γνωστικού αντικειμένου με τις ανάγκες της εκπαιδευτικής διαδικασίας.

Στην εργασία αυτή, επιχειρείται αποτίμηση και παρουσίαση της Γεωλογικής ύλης των διδακτικών βιβλίων του δημοτικού σχολείου, όπως αυτή αναπτύσσεται στο μάθημα της Γεωγραφίας Ε' και Στ' τάξης.

Επί πλέον, παρουσιάζονται δυνατότητες και προοπτικές εμπλουτισμού της Γεωλογικής ύλης μέσα από τα διδακτικά εγχειρίδια του μαθήματος «Μελέτη του Περιβάλλοντος», που διδάσκεται στις τέσσερις πρώτες τάξεις της Α'βάθμιας εκπαίδευσης και προτείνονται, ενδεικτικά, παραδείγματα ανάπτυξης και μεταβίβασης γεωλογικής γνώσης, στα πλαίσια των αρχών της Περιβαλλοντικής Εκπαίδευσης, εξυπηρετώντας, έτσι, και τους μαθησιακούς στόχους του μαθήματος αυτού.

ABSTRACT

The factors which defined what Geological elements and how are being taught in Greek Elementary Schools are not only included in the National Curriculum Programs and in the Textbooks. The very few teaching hours of the subjects in which are included, the poor school-libraries and the absence of specialized training of the Primary schools teaching staff have an important role also. An additional role has the absence of modern thought for the specific problems of the Geological subject matter and the needs of educational process.

This study deals with the evaluation and presentation of the Geological subject matter of the textbooks in Primary Education, as it is referred in Geography of the last two years in school.

Also, the potentials and perspectives of enriching the Geological matter through the Textbooks "Study of the Environment", which are taught during the first four years of Primary schools are presented. Indicative examples on development and implementation of geological knowledge in practice are suggested, according the principles of Environmental Education, splendidly covering as well, the teaching and learning targets of this subject.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: «γεωλογική εκπαίδευση», περιβαλλοντική εκπαίδευση, γεώτοποι, Γεωδιατήρηση, Μνημεία της φύσης, Απολιθωμένα δάση, γεωεκπαίδευση στο κάρστ.

KEY WORDS: geological education, environmental education, geotopes, Geoconservation, natural monuments, Petrified forests, karst, education¹,

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Ο όρος «γεωλογική εκπαίδευση» θα μπορούσαμε να πούμε, ότι συγκεντρώνει το σύνολο των αρχών και εννοιών που πρέπει να ακολουθήσει κάποιος για να μεταδώσει γεωλογικές γνώσεις, που αφορούν σε γεωλογικά στοιχεία και φαινόμενα, τα οποία παρουσιάζονται στον πλανήτη Γη και προέρχονται από φυσικά και ανθρωπογενή αίτια.

Η γεωλογική εκπαίδευση θα πρέπει να έχει ως στόχο την ανάπτυξη της γεωλογικής σκέψης μέσα από τη σωστή αξιοποίηση των γεωλογικών γνώσεων, οι οποίες σήμερα στην Α'βάθμια εκπαίδευση παρέχονται:

^{*} GEOLOGY IN PRIMARY EDUCATION; POTENTIAL AND PERSPECTIVES.

^{1.} Primary Education Department Democritus University of Thrace.

- α. Από μία σειρά μαθημάτων-θεματικών ενοτήτων λιγοστών ωρών διδασκαλίας, στα πλαίσια του μαθήματος της Γεωγραφίας.
- β. από ανειδίκευτο, σε θέματα Γεωλογίας, διδακτικό προσωπικό.

Το πλέον δύσκολο φυσικά και χρονοβόρο, ως προς την υλοποίησή του, είναι η εξειδίκευση των δασκάλων, η οποία βεβαίως θα βοηθούσε στη βελτίωση των παρεχομένων γεωλογικών γνώσεων και στην περαιτέρω καλλιέργεια της γεωλογικής σκέψης των μαθητών/τριών.

Αλλωστε, δεν είναι δυνατόν να προσπαθεί ο εκπαιδευτικός του Δημοτικού Σχολείου να μυήσει μαθητές/τριες στους τρόπους προστασίας και σεβασμού του περιβάλλοντος, όταν αυτό αντιμετωπίζεται χωριστά από το γεωπεριβάλλοντα χώρο. Δεν είναι δυνατόν να θέλει να μάθει στα παιδιά να σέβονται ένα «απολιθωμένο δάσος», όταν αυτό αντιμετωπίζεται απλώς ως συγκεντρώσεις απολιθωμένων φυτικών λειψάνων και όχι ως ένα δυναμικό Γεωλογικό σύνολο, το οποίο μας παρέχει συγκριτικά στοιχεία για τα παλαιοπεριβάλλοντα που επικράτησαν στο μακρινό και εγγύς παρελθόν και τη σημερινή εικόνα της Γης κάτω από τις ανθρώπινες δραστηριότητες.

Ετσι, δημιουργείται η προοπτική ανάπτυξης της Γεωλογικής γνώσης, όχι μόνο μέσα από τη διαδασκαλία του μαθήματος της Γεωγραφίας, αλλά κύρια μέσα από την Περιβαλλοντική εκπαίδευση.

2. Η ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΣΤΑ ΣΧΟΛΙΚΑ ΕΓΧΕΙΡΙΔΙΑ ΤΟΥ ΔΗΜΟΤΙΚΟΥ ΣΧΟΛΕΙΟΥ.

Είναι γνωστό, ότι η γεωλογική γνώση παρέχεται κύρια μέσα από τη διδασκαλία του μαθήματος της Γεωγραφίας. Ολες οι ονομασίες των ενοτήτων της Σχολικής Γεωγραφίας περιέχουν και τον προσδιορισμό με «στοιχεία γεωλογίας». Ομως, το τμήμα του Αναλυτικού Προγράμματος που αφιερώνεται στη γεωλογική ύλη είναι ελάχιστο (Ρέντζος, 1984).

Συνεπώς, το επίπεδο της γεωλογικής παιδείας σχετίζεται άμεσα με το σύνολο των παραγόντων που αφορούν, διαμορφώνουν και επηρεάζουν το μάθημα της Γεωγραφίας, όπως το περιεχόμενο της διδακτέας ύλης, η μέθοδος διδασκαλίας, η αξιολόγηση των αποτελεσμάτων της κ.λ.π.

Συγκεκριμένα, στο εγχειρίδιο Γεωγραφίας της Ε' τάξης του δημοτικού σχολείου, «Η ΓΗ ΜΑΣ, Γεωγραφία Πέμπτης Τάξης», αναπτύσσονται ορισμένα στοιχεία Γεωλογίας όπως:

Θεματική Ενότητα Β1: ΑΛΛΑΓΕΣ ΣΤΗΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑ ΤΗΣ ΓΗΣ

Υποενότητα 1: Οι σεισμοί

Υποενότητα 2: Τα Ηφαίστεια

Η ανάπτυξη των δύο αυτών υποενοτήτων γίνεται μέσα σε 6 σελίδες, στις οποίες περιλαμβάνονται αρχετές φωτογραφίες και σχήματα με σκοπό την καλύτερη κατανόηση των δύο παραπάνω γεωλογικών υποενοτήτων. Το πρόβλημα, όμως, είναι ότι οι έξι (6) αυτές σελίδες, δηλαδή το 6,30% της ύλης, δεν είναι αρχετές για να παρουσιάσουν δύο τόσο σημαντικά, ιδιαίτερα για τον ελλαδικό χώρο, γεωλογικά φαινόμενα (Σεισμικότητα – Ηφαιστειότητα).

Στο αντίστοιχο βιβλίο της Στ' τάξης «Η ΓΗ ΜΑΣ Γεωγραφία Έκτης τάξης» δεν υπάρχει τίποτα σχετικό όχι μόνο με αυτά τα δύο γεωλογικά θέματα, αλλά και με οιοδήποτε άλλο σημαντικό γεωλογικό φαινόμενο. Δηλαδή, η γεωλογική ύλη είναι παντελώς ανύπαρκτη.

3. ΣΧΟΛΙΚΑ ΕΓΧΕΙΡΙΔΙΑ «ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ» ΣΤΗΝ Α'ΒΑΘΜΙΑ ΕΚΠΑΙΔΕΥΣΗ-ΓΕΩ-ΛΟΓΙΑ.

Το μάθημα «Μελέτη του Περιβάλλοντος» διδάσκεται στις τέσσερις πρώτες τάξεις του Δημοτικού Σχολείου. Αντικείμενό του είναι, όπως αναφέρεται στο Αναλυτικό Πρόγραμμα Σπουδών (1982), «η σπουδή και η κατανόηση του ανθρώπου, του κοινωνικού και βιοφυσικού του περιβάλλοντος και του πολιτισμού στις μεταξύ τους αλληλεξαρτήσεις».

Αποτελεί συνισταμένη ενός ευρύτερου τομέα μάθησης και περιλαμβάνει στοιχεία από διάφορες γνωστικές περιοχές, όπως των Φυσικών Επιστημών, Κοινωνιολογίας, Ιστορίας κ.λ.π. Τα στοιχεία αυτά, όμως, δεν ενιαιοποιούνται σύμφωνα με την Ενιαία Συγκεντρωτική Διδασκαλία, αλλά ενσωματώνονται στο μάθημα, έτσι ώστε τελικά η Μ.τ.Π. να παρουσιάζει θεματική και μεθοδολογική αυτοτέλεια.

Σύμφωνα, λοιπόν, με την παραπάνω φιλοσοφία του μαθήματος αυτού και δεδομένου ότι η Γεωλογία, ως η κατ' εξοχήν Επιστήμη της Γης, καλείται σήμερα να εξετάσει και να αναλύσει σύνθετα περιβαλλοντικά προβλήματα, προτείνοντας δικές της λύσεις, δύναται να συμβάλλει στη διαμόρφωση μιας νέας σύγχρονης παιδείας, της Περιβαλλοντικής Παιδείας, όπως αυτή διαμορφώνεται στην Α΄ βάθμια Εκπαίδευση. Συνεπώς, η Γεωλογία συνδέεται άμεσα με την Περιβαλλοντική Εκπαίδευση, η οποία αποτελεί και τον μόνο τρόπο για να γίνει γνωστή στους μαθητές του δημοτικού σχολείου. Το πλαίσιο αρχών της περιβαλλοντικής διάστασης της Γεωλογίας στη Β' βάθμια Εκπαίδευση, όπως αυτό περιγράφεται από τους Βασάλα και Μαρκοπούλου-Διακαντώνη (1991), σύμφωνα με τις αρχές της Περιβαλλοντικής Εκπαίδευσης, δηλαδή Εκπαίδευση για το περιβάλλον, μέσα στο περιβάλλον και για χάρη του περιβάλλοντος προτείνεται και για την Α'βάθμια Εκπαίδευση (ΠΙΝΑΚΑΣ Ι).

Σύμφωνα, λοιπόν, με το παραπάνω πλαίσιο, προχύπτει ότι η Περιβαλλοντική Εκπαίδευση παρέχει τη δυνατότητα στους μαθητές να επισκεφθούν τη φύση και να παρατηρήσουν, να περιγράψουν και να μελετήσουν στα πλαίσια των δυνατοτήτων τους, ένα συγκεκριμένο γεώτοπο, υλοποιώντας έτσι, την περιβαλλοντική διάσταση της Γεωλογίας.

Ενδεικτικά συνεπώς, αναφέρονται από το βιβλίο του Δασκάλου «εμείς και ο κόσμος – ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ» της Α' και Β' τάξεων του δημοτικού σχολείου χαρακτηριστικά παραδείγματα διδασκαλίας, τα οποία αφήνουν στους εκπαιδευτικούς της Α'βάθμιας Εκπαίδευσης περιθώρια για πρωτοβουλίες και «υπέρβαση» του αντίστοιχου σχολικού εγχειριδίου. Συγκεκριμένα:

1.Στη ΘΕΜΑΤΙΚΗ ΕΝΟΤΗΤΑ «ΘΕΜΑ: Τί μας χρειάζεται το σπίτι» στις διδακτικές ενέργειες αναφέρεται:

- Τους δείχνει διάφορες εικόνες για να πάρουν μια ιδέα για την εξέλιξη της κατοικίας (από τη σπηλιά στο σύγχρονο σπίτι).
- Τα βοηθάει να κάνουν διάφορες συσχετίσεις και συγκρίσεις (σπίτι-φωλιά, παλιό-σύγχρονο σπίτι, μονοκατοικία-πολυκατοικία, σπηλιά-καλύβα-ουρανοξύστης).

Δίνεται, συνεπώς, η δυνατότητα, στον εκπαιδευτικό, ανάπτυξης και μεταβίβασης σχετικών με τα Σπήλαια γεωλογικών γνώσεων ή ακόμα περισσότερο για γεωλογικές έννοιες, όπως ο ασβεστόλιθος ως πέτρωμα και η καρστικοποίησή του. Το παράδειγμα του κάρστ έχει χρησιμοποιηθεί ως παράδειγμα εφαρμογής όχι μόνο στη σχολική αλλά και στην προσχολική εκπαίδευση (Hlad, 1999).

ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΗ ΕΚΠΑΙΔΕΥΣΗ	ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΗ ΔΙΑΣΤΑΣΗ
	ΤΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
Εκπαίδευση για το Περιβάλλον	Γεωλογία για το Περιβάλλον
- Γνώση των στοιχείων που συνιστούν τα οικοσυστή-	- Ανάπτυξη περιβαλλοντικών εννοιών βα-σισμένων
ματα	στο περιεχόμενο της Γεωλογίας
- Κατανόηση της δυναμικής ισορροπίας του οικοσυ-	- Ευαισθητοποίηση στα τοπικά προβλήμα-τα μέσα
στήματος	από τη μάθηση του περιεχομένου της Γεωλογίας
- Ευαισθητοποίηση γι'αυτά που συμβαί-νουν στο πε-	
<i>ειβάλλον</i>	
Στόχοι: Ευαισθητοποίηση, Γνώσεις	
Εκπαίδευση μέσα στο Περιβάλλον	Γεωλογία μέσα στο Περιβάλλον
- Ανάπτυξη συναισθηματικών ικανοτήτων και δεξιο-	 Προσέγγιση της περιβαλλοντικής προβληματικής
τήτων ψυχοκινητικών με τη χρησιμοποίηση του πε-	μέσα στο φυσικό περιβάλλον: δάση, ακτές, όχθες πο-
ειβάλλοντος ως πεδίου έ ευνας και μάθησης	ταμών, λιμνών κ.λ.π.
	 Αναγνώριση των γεωλογικών παραγόντων, που ε-
	μπλέκονται στα τοπικά περιβαλλοντικά προβλήμα-
	τα και αναγωγή των προβλημάτων σε επίπεδο περι-
	φερειακό-εθνικό-διεθνές (δυνατότητα συσχετισμών)
Εκπαίδευση για χάρη του Περιβάλλοντος	Γεωλογία για χάρη του Περιβάλλοντος
 Βελτίωση της ποιότητας του περιβάλλοντος, ποιό- 	 Συμμετοχή σε πρακτικές και λύσεις εναλλακτικού
τητα ζωής με εφαρμογή κατάλληλης περιβαλλοντι-	χαρακτήρα.
κής πρακτικής	 Διατήρηση της οικολογικής ισορροπίας λαμβάνο-
Στόχοι:Ευαισθητοποίηση,Γνώσεις,Στάσεις,	ντας υπόψη όλες τις παραμέτρους (πολιτικές, κοι-
Δεξιότητες, Συμμετοχή	νωνικές, γεωλογικές, οικονομικές, οικολογικές
i di	χ.λ.π.)

ΠΙΝΑΚΑΣ Ι.: Πλαίσιο Αρχών της Περιβαλλοντικής Διάστασης της Γεωλογίας στην Α'θμια Εκπαίδευση.

2. ΘΕΜΑΤΙΚΗ ΕΝΟΤΗΤΑ "Ο ΑΝΘΡΩΠΟΣ ΣΤΟ ΓΕΩΦΥΣΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ» ΜΕΡΙΚΟΤΕΡΗ ΕΝΟΤΗΤΑ: ΒΙ. Ο ΤΟΠΟΣ ΠΟΥ ΖΟΥΜΕ

ΘΕΜΑ: Ο τόπος που ζούμε (που είναι χτισμένο το χωριό μας. Εργα της φύσης και του ανθρώπου. Πού κατοικούν άλλοι άνθρωποι).

Με την ενότητα αυτή προσφέρεται επίσης η προσέγγιση του θέματος των Απολιθωμένων Δασών, ως έργων της φύσης, διατηρητέων μνημείων της Φύσης με εξαιρετικά μεγάλη περιβαλλοντική, γεωλογική και παλαιοντολογική αξία.

3.ΘΕΜΑΤΙΚΗ ΕΝΟΤΗΤΑ: ΣΤ 3. «ΑΠΟ ΠΟΥ ΠΑΙΡΝΟΥΜΕ ΟΤΙ ΜΑΣ ΧΡΕΙΑΖΕΤΑΙ»

ΘΕΜΑ: Από πού παίρνουμε αυτά που χρειαζόμαστε (πηγές αγαθών)

Στις διδακτικές ενέργειες αναφέρεται: « Για τον εμπλουτισμό των γνώσεων και τη συστηματοποίηση τους χρησιμοποιεί ο δάσκαλος συμπληρωματικά και άλλο εποπτικό υλικό, όπως σειρές από εικόνες, φωτογραφίες, σκίτσα, προβολέα, σλάϊντς που δείχνουν: γ) εξαγωγή προϊόντων σε νταμάρια, αλυκές, ορυχεία, πετρελαιοπηγές κ.α. και αφήνει τους μαθητές να τα περιγράψουν και να συζητήσουν».

Στις δραστηριότητες των μαθητών αναφέρεται: «Εκτός από τις παραπάνω οι μαθητές μπορούν ακόμη να κάμουν και τις εξής:

-Να φτιάξουν συλλογές για το σχολικό μουσείο με δείγματα προϊόντων σε κουτάκια ή μπουκαλάκια (σπόρους, καρπους, κομμάτια μάρμαρο, αλάτι, πετρέλαιο κ.λ.π.)

Στην περίπτωση αυτή προσφέρεται η δυνατότητα να αναπτύξει τα γεωλογικά θέματα που αφορούν στα Λατομεία, Ορυχεία, Κοιτάσματα – Λιγνιτικά κοιτάσματα, όπως ο χαρακτηριστικός Γεώτοπος της Πτολεμαϊδας (Κώτης κ.α., 1999).

4. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ – ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

Συμπερασματικά, λοιπόν, καταλήγουμε ότι η Γεωλογία μπορεί να εισαχθεί στο δημοτικό σχολείο μέσα από την Περιβαλλοντική Εκπαίδευση. Η τύχη που επιφυλάσσει το ελληνικό σχολείο στη «Σχολική Γεωλογία» οδηγεί στον ισχυρισμό ότι οι δυνατότητες των εκπαιδευτικών να ξεφύγουν από το ασφυκτικό πλαίσιο του αναλυτικού προγράμματος δεν είναι και τόσο εξαιρετικά περιορισμένες. Πράγματι, οι περιορισμοί που επιβάλλουν οι οδηγίες των εκπαιδευτικών αρχών, τα σχολικά εγχειρίδια και το αναλυτικό πρόγραμμα, σε συνδυασμό με τις εκπαιδευτικές συνθήκες που επικρατούν και την έλλειψη εξοικείωσης των εκπαιδευτικών με τους σύγχρονους προβληματισμούς στενεύουν πολύ τις δυνατότητες νεωτερισμών και πειραματισμού στη διδασκαλία της Γεωλογίας.

Ωστόσο, όσο περιοριστικό και αν είναι το εκπαιδευτικό σύστημα, οι εκπαιδευτικοί έχουν πάντοτε περιθώρια παρέμβασης. Αρκεί πρώτοι αυτοί να κατανοήσουν ότι η Γεωλογία είναι περιέργεια για όλες τις όψεις του περιβάλλοντος των ανθρώπων από τα αρχικά στάδια της ζωής τους μέχρι σήμερα. Οτι η Γεωλογική έρευνα για τους ανθρώπους και το περιβάλλον τους μέσα στο χρόνο προϋποθέτει ότι επεξεργαζόμαστε τα ποικίλα ίχνη τους που διασώθηκαν ως «γεωλογικά απολιθώματα». Οτι η γνώση που παράγεται με την έρευνα αυτή δεν είναι ποτέ οριστική, γιατί τα ερωτήματα που θέτουμε στο παρελθόν αλλάζουν σε κάθε εποχή, όπως και τα μέσα με τα οποία μπορούμε να τα απαντήσουμε και ότι όσο περισσότερα γνωρίζουμε για τις πολλαπλές και σύνθετες γεωλογικές όψεις του περιβάλλοντος του παρελθόντος τόσο μπορούμε να κατανοήσουμε την πολυπλοκότητα του περιβάλλοντος του παρόντος και να παρέμβουμε σε αυτό, για να το αλλάξουμε ή να το διαφυλάξουμε.

Από τα παραπάνω λοιπόν, συμπεραίνεται και η μεγάλη αναγκαιότητα εισαγωγής στην Α'βάθμια Εκπαίδευση, γεωλογικών γνώσεων συναφών σε θέματα του περιβάλλοντος χώρου (Γεώτοποι), αλλά και με γνώσεις σε θέματα που αφορούν στην προστασία και στη διατήρησή του.

 Γ ί' αυτό, προτείνεται η παραγωγή διδαχτιχού υλικού, εποπτικού αλλά και συγγραφικού, το οποίο θα περιλαμβάνει:

- α. Εγχειρίδιο-οδηγό του μαθητή στα πλαίσια του μαθήματος «Μελέτη του Περιβάλλοντος» των τεσσάρων πρώτων τάξεων του δημοτικού σχολείου, το οποίο θα δομείται με γεωλογικές πληροφορίες διαθεματικής προσέγγισης, φύλλα εργασίας, απλά πειράματα και γεωλογικές ασκήσεις υπαίθρου και δραστηριότητες εντός και εκτός του σχολικού χώρου.
- β. Εγχειρίδιο οδηγό για τον εκπαιδευτικό, το οποίο θα αποτελεί βοήθημα για τους εκπαιδευτικούς στα πλαίσια εισαγωγής και ανάπτυξης της «σχολικής γεωλογίας» στην Α'βάθμια εκπαίδευση.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Π.Δ.538/1982. Αναλυτικά προγράμματα Δημοτικού Σχολείου.

- ΒΑΣΑΛΑ, Π., και ΜΑΡΚΟΠΟΥΛΟΥ-ΔΙΑΚΑΝΤΩΝΗ Α.1991. Η Περιβαλλοντική διάσταση της Γεωλογίας στη Β'βάθμια Εκπαίδευση. «Ιο Επιστημονικό Συνέδριο: Γεωεπιστήμες και Περιβάλλον, Πάτρα».
- ΓΕΩΡΓΟΚΩΣΤΑΣ, Γ., ΜΠΕΛΛΑΣ, Θ., ΜΠΕΝΕΚΟΣ, Α., ΣΚΟΠΑΣ, Ν. και ΧΡΙΣΤΙΑΣ, Γ. 1997. ΕΜΕΙΣ ΚΑΙ Ο ΚΟΣΜΟΣ. ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ – Βιβλιο για το δάσκαλο. Α'τάξη, σελ. 140. (Ο.Ε.Δ.Β. Αθήνα).
- HLAD, B.1999. Geoconservation and Environmental Education. "Proc. 1st meeting for the Conservation of the Geological-Geomorphological Heritage, 85-89.
- ΚΩΤΗΣ, θ., ΙΩΑΚΕΙΜ Χϱ., ΙΩΑΚΕΙΜ.Φ., ΦΙΛΙΟΣ Φ., ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, Κ.1999. Η διαμόφωση και αποκατάσταση του πεφιβάλλοντος χώφου, σημαντικός παφάγοντας για την ανάδειξη και πφοβολή του. Inter. Symposium: Protected natural areas and Environmental Education, Lesvos.
- ΡΕΝΤΖΟΣ, Γ.1984. Γεωγραφική Εκπαίδευση. σελ. 371, Αθήνα.
- ΧΡΙΣΤΙΑΣ Ι., ΚΛΩΝΑΡΗ Α., ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ Β., ΠΑΠΑΜΑΝΩΛΗΣ Κ. 1994. Η Γή μας. Γεωγραφία Ε'τάξης. (Ο.Ε.Δ.Β.Αθήνα).
- ΧΡΙΣΤΙΑΣ Ι., ΚΛΩΝΑΡΗ Α. και ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ Β. 1994. Η Γή μας. Γεωγραφία ΣΤ'τάξης, σελ.94. (Ο.Ε.Δ.Β.,Αθήνα.



ΕΥΡΕΤΗΡΙΟ ΣΥΓΓΡΑΦΕΩΝ AUTHORS' INDEX

Aarseth, E.		Dragastan, O
Aidona, E.V.		Dragovich, D
Alexandri, M	671	Drinia, H
Alexandrou, K.		Dunkl, I
Alexopoulos, J.		El Mahallawi, M.M
Ananiadis, G.	755, 785	Eleftheriadis, G
Anders, B.		Fahmy, M.E.
Andreou, C	1465, 1531	Faupl P.
Angelopoulos, A.		Fermor, M.
Angelova, D.		Flotte, N.
Arikas, K.	911, 1065	Foundoulis, D
Atakan, K.	1465, 1531	Fountoulis, I
Athanassiou, A.		Frank, W.
Atzemoglou, A.	61	Frisch, W.
Avdulaj, F.		Gabrielsen, R.H.
Avdulaj, O.		Galanis, O.
Avgerinas, A.	91, 985	Ganas, A.
Avramidis, P.		Gartzos, E.
Baba, B.		Gatsis, I.
Bacani. A.		Georgakopoulos, A.
Bajer. B.	1441, 1449	Getsos K.
Bako M	1, 1473, 1479	Giani. L
Bako P.		Giika. A.
Bakopoulos, I	1237	Giika, M.
Bare V.		Giini. A.
Bare Vi	1473 1479	Gioka M
Boev B		Gioni V
Bonini. M	275	Guri M
Bonneau M	619	Guri S
Broecker M	967	Guzzetta G
Buli K	613	Hallaci A
Buli N	613	Hallaci H
Buzi X	1981	Hatziyannis G
Cadet I P	619	Helmi M P
Carras N	103	Helmy H M
Cheliotis I	1053	Hionidi M
Christidis G	1163 1169	Hrissanthou V
Christofides G	67 005 1177	Hyseni A
Chronis G	207	Igarashi G
Chrysostomou A	1370	Iordanidis A
Constantinides D	1073	Incohebagen V
Crysostomou P	1370	Jacobshagen, v
Danamos G	13/3 Q2	Jano K
Danalian T		Jano, K PM
Demotriadas A		Jatziuminniou, r.M
Demetriades, A.		Jenrey, C

Dragastan, O.	
Dragovich, D.	
Drinia, H.	
Dunkl, I.	
El Mahallawi, M.M.	
Eleftheriadis, G	, 967, 995, 1177
Fahmy, M.E.	
Faupl P.	
Fermor, M.	
Flotte, N.	
Foundoulis, D.	
Fountoulis. I.	1465, 1531
Frank. W.	
Frisch. W.	
Gabrielsen, R.H.	
Galanis, O.	1485, 1619
Ganas. A.	
Gartzos. E.	
Gatsis. I.	
Georgakopoulos. A	1229
Getsos K	785
Giani. I	635
Giika, A.	1247. 1493
Giika, M.	
Giini. A.	
Gioka M	1981
Gioni. V.	1049
Guri, M.	635, 1493
Guri, S.	635, 1493
Guzzetta. G.	
Hallaci. A.	
Hallaci, H.	
Hatzivannis, G.	
Helmi, M.P.	
Helmy, H.M.	1139
Hionidi. M.	1991
Hrissanthou, V.	
Hyseni A	311
Igarashi. G.	
Iordanidis. A.	1229
Jacobshagen, V.	
Jano. E.	1503
Jano, K.	1503
Jatzidimitriou, P.M.	
Jeffrey, C	859, 1059
- / /	

Η ταξινόμηση των συγγραφέων γίνεται με τη μορφή που παρουσιάζεται το όνομά τους στις εργασίες. Στο ευρετήριο συγγραφέων προηγείται το λατινικό αλφάβητο και ακολουθεί το ελληνικό.

Kadosa, B		Metaxas, C	
Kamberis, E		Migiros, G	
Kambouris, P		Mori, T	
Kamel, O		Most, T	
Kane, T		Mountrakis, D.	
Kapolos, J.		Mouslopoulou, V.	
Karakaisis, G.F.		Mposkos, E.	
Karakitsios, V.		Mpourlokas, J.	
Karakostas, B.G.	1581	Mukelli. P.	
Karakostas V G	1539	Mulugeta G	275
Kassaras I	1645	Myftari B	541
Kassoli - Fournaraki A	005 1177	Myftari S	541
Kasson - I oumaraki, A	770	Naden I	1053
Kau, Wi.	1105	Nagoi S	1472
Kilaliaga, F		Nazaj S	
Killer O D		Neumann, P	
Killas, S.P.		Ngresi L.	
Kıratzı, A.		Ngresi, V.	
Kitsopoulos, K.		Neziraj, A.	
Kociu, S		Nicolopoulos, E	
Koci, R		Nomikou, P	
Koci, S		Notsu, K.	
Kokkalas, S		Omer, S.A.	
Kondopoulou, D		Ozpinar, Y	
Kontopoulos, N		Palyvos, N	
Koravos, G.C.	1507, 1627	Panagopoulos, A	
Koroneos, A.		Panilas, S	
Kostopoulos, D.		Pantopoulos, G	
Koularas, D.T.		Papadimitriou, E.	
Kouli, M.		Papadimitriou, P	
Koumantakis, I.		Papadopoulos, G.	
Kranis H	251 281	Papadopoulos, T	1357
Krohe A	949	Papadopoulou I	967
Kumati I	613	Papaioannou CA	1507 1581
Lagios F	1587 2033 2055	Pananastassion D	1555 1563 1567
Lalechos S		Papanikolaou D	281 280 207
Lancenos, 5	017	Papatheodorou G	670
Lamera, S	1562	Papazachos PC	
Latioussakis, J		Papazachos, B.C.	202 1572 1591
Lekkas, E		Papazachos, C.D.	
Leng, M.		Pape, M	
Livaditis, G		Papoulis, D	
Loos, S		Paraskevas, E	
Louis, I	1303, 1371	Parcharidis, I.	
Lykousis, V.		Parika, M.	
Makaris, D.		Patsia, C.I.	
Makri, P.		Pavlakis, P	
Makropoulos, K.		Pavlides, S	
Marinos, P.G.		Pavlopoulos, A	
Mariolakos, K.:		Pavlopoulos, K	
Markopoulos, T		Pelaez Montilla, J.A	
Maroukian, H.	251, 459	Pe-Piper	
Marsh, N.		Perdikatsis, V	
Matova, M.		Perraki, M	
Mavridou, S.D.		Persson, K.S.	
Месај, Т		Petrakakis, K	
Melfos, V.		Photiades, A.	

Pinarelli, L.	
Piperi, A.	
Pirli, M.	
Plessa, A.	
Poisson, A.	
Pomoni - Papaioannou, F.	
Poulimenos. D.	
Prenjasj. E.	
Prillo. J.	549
Prillo, S.	549, 613
Proedrou, P.	
Psilovikos. A.	
Psomiadis, E.	2047, 2055
Psycharis. V.	
Ovrana, F	1503
Rakini N	1503
Ranxha S	635
Ravasonoulos I	679
Reischmann T	985
Repola I	75
Riedl H	
Riegel W	1185
Digokis N	1227 1265
Rigaris, IV.	1257, 1203
Roqi, K	
Rousakis, G.	0/1
Koussos, N	
S 9 V AII 9 T 1/ VII II	
Sana De Celdeere C	
Sanz De Galdeano, C	
Sarz De Galdeano, C	
Sanz De Galdeano, C Savvaidis, A Scordilis, E.M	
Savaidis, A. Savvaidis, A. Scordilis, E.M. Scott, P.	
Savaidis, A. Savvaidis, A. Scordilis, E.M. Scott, P. Serelis, K.	
Sanz De Galdeano, C Savvaidis, A Scordilis, E.M Scott, P Serelis, K Serjani, A	
Sanz De Galdeano, C Savvaidis, A Scordilis, E.M Scott, P Serelis, K Serjani, A Seymour, K	
Sanz De Galdeano, C	
Sanz De Galdeano, C. Savvaidis, A. Scordilis, E.M. Scott, P. Serelis, K. Serjani, A. Seymour, K. Shawh, A. Sikalidis, K.	
Sakehanou, D. Sanz De Galdeano, C. Savvaidis, A. Scordilis, E.M. Scort, P. Serelis, K. Serjani, A. Seymour, K. Shawh, A. Sikalidis, K. Sina, M.	83 1595 1379, 1573
Sakenanou, D. Sanz De Galdeano, C. Savvaidis, A. Scordilis, E.M. Scort, P. Serelis, K. Serjani, A. Seymour, K. Shawh, A. Sikalidis, K. Sina, M. Skias, S.G.	83 1595 1379, 1573
Sakenanou, D. Sanz De Galdeano, C. Savvaidis, A. Scordilis, E.M. Scort, P. Serelis, K. Serjani, A. Seymour, K. Shawh, A. Sikalidis, K. Sina, M. Skias, S.G. Sklavounos, S.	83 1595 1379, 1573
Sakenanou, D. Sanz De Galdeano, C. Savvaidis, A. Scordilis, E.M. Scort, P. Serelis, K. Serjani, A. Seymour, K. Shawh, A. Sikalidis, K. Sina, M. Skias, S.G. Sklavounos, S. Skourtsos, E.	83 1595 1379, 1573
Sakenanou, D. Sanz De Galdeano, C. Savvaidis, A. Scordilis, E.M. Scott, P. Serelis, K. Serjani, A. Seymour, K. Shawh, A. Sikalidis, K. Sina, M. Skias, S.G. Sklavounos, S. Skourtsos, E. Skov, T.	
Sakenanou, D. Sanz De Galdeano, C. Savvaidis, A. Scordilis, E.M. Scott, P. Serelis, K. Serjani, A. Seymour, K. Shawh, A. Sikalidis, K. Sina, M. Skias, S.G. Sklavounos, S. Skourtsos, E. Skov, T. Skrami, J.	
Sakenanou, D. Sanz De Galdeano, C. Savvaidis, A. Scordilis, E.M. Scort, P. Serelis, K. Serjani, A. Seymour, K. Shawh, A. Sikalidis, K. Sina, M. Skias, S.G. Sklavounos, S. Skourtsos, E. Skov, T. Skrami, J. Slpez Casado, C.	
Sakenanou, D. Sanz De Galdeano, C. Savvaidis, A. Scordilis, E.M. Scort, P. Serelis, K. Serjani, A. Seymour, K. Shawh, A. Sikalidis, K. Sina, M. Skias, S.G. Sklavounos, S. Skourtsos, E. Skov, T. Skrami, J. Slpez Casado, C. Sokoutis, D.	
Sakenanou, D. Sanz De Galdeano, C. Savvaidis, A. Scordilis, E.M. Scordilis, E.M. Serelis, K. Serelis, K. Serjani, A. Seymour, K. Shawh, A. Sikalidis, K. Sina, M. Skias, S.G. Sklavounos, S. Skourtsos, E. Skov, T. Skrami, J. Slpez Casado, C. Sokoutis, D. Solakius, N.	
Sakenanou, D. Sanz De Galdeano, C. Savvaidis, A. Scordilis, E.M. Scott, P. Serelis, K. Serjani, A. Seymour, K. Shawh, A. Sikalidis, K. Sina, M. Skias, S.G. Sklavounos, S. Skourtsos, E. Skov, T. Skrami, J. Slpez Casado, C. Sokoutis, D. Solakius, N. Soldatos, T.	
Sakenanou, D. Sanz De Galdeano, C. Savvaidis, A. Scordilis, E.M. Scott, P. Serelis, K. Serjani, A. Seymour, K. Shawh, A. Sikalidis, K. Sina, M. Skias, S.G. Skiavounos, S. Skourtsos, E. Skov, T. Skrami, J. Slpez Casado, C. Sokoutis, D. Solakius, N. Soldatos, T. Solheim, M.	$\begin{array}{c} & 83 \\ & 1595 \\ 1379, 1573 \\ & 1573 \\ & 2039 \\ & 2039 \\ & 2039 \\ & 2039 \\ & 2039 \\ & 2039 \\ & 2039 \\ & 2039 \\ & 2039 \\ & 2039 \\ & 317 \\ & 321 \\ & 1073 \\ & 321 \\ & 1073 \\ & 321 \\ & 1073 \\ & 321 \\ & 1073 \\ & 321 \\ & 337 \\ & 337 \\ & 601 \\ & 1595 \\ & 275, 467 \\ & 779 \\ & 967 \\ & 337 \end{array}$
Sakenanou, D. Sanz De Galdeano, C. Savvaidis, A. Scordilis, E.M. Scott, P. Serelis, K. Serjani, A. Seymour, K. Shawh, A. Sikalidis, K. Sina, M. Skias, S.G. Sklavounos, S. Skourtsos, E. Skov, T. Skrami, J. Slpez Casado, C. Solakius, N. Soldatos, T. Solheim, M. Sorel, D.	$\begin{array}{c} & 83 \\ & 1595 \\ 1379, 1573 \\ & 1573 \\ & 2039 \\ & 2$
Sakenanou, D. Sanz De Galdeano, C. Savvaidis, A. Scordilis, E.M. Scott, P. Serelis, K. Serjani, A. Seymour, K. Shawh, A. Sikalidis, K. Sina, M. Sikalidis, K. Sina, M. Skias, S.G. Sklavounos, S. Skourtsos, E. Skov, T. Skrami, J. Slpez Casado, C. Solakius, N. Soldatos, T. Solheim, M. Sorel, D. Soujon, A.	$\begin{array}{c} & 83 \\ & 1595 \\ 1379, 1573 \\ & 1573 \\ & 2039 \\ & 2$
Sakenanou, D. Sanz De Galdeano, C. Savvaidis, A. Scordilis, E.M. Scott, P. Serelis, K. Serjani, A. Seymour, K. Shawh, A. Sikalidis, K. Sina, M. Sikalidis, K. Sina, M. Skias, S.G. Sklavounos, S. Skourtsos, E. Skov, T. Skrami, J. Slpez Casado, C. Sokoutis, D. Solakius, N. Soldatos, T. Solheim, M. Sorel, D. Soujon, A. Stavrakakis, G. Solaxius, 1563,	
Sakenanou, D. Sanz De Galdeano, C. Savvaidis, A. Scordilis, E.M. Scott, P. Serelis, K. Serjani, A. Seymour, K. Shawh, A. Sikalidis, K. Sina, M. Skias, S.G. Sklavounos, S. Skourtsos, E. Skov, T. Skrami, J. Slpez Casado, C. Solakius, N. Solakius, N. Solakius, N. Soldatos, T. Solheim, M. Sorel, D. Soujon, A. Stavrakakis, G. Stavrakakis, G. Solakius, S. Streetly, M.	
Sakenanou, D. Sanz De Galdeano, C. Savvaidis, A. Scordilis, E.M. Scott, P. Serelis, K. Serjani, A. Seymour, K. Shawh, A. Sikalidis, K. Sina, M. Sikalidis, K. Sina, M. Skias, S.G. Sklavounos, S. Skourtsos, E. Skov, T. Skrami, J. Slpez Casado, C. Solakius, N. Solakius, N. Solakius, N. Solakius, N. Solakius, M. Sorel, D. Soujon, A. Stavrakakis, G. Sulaj, Y.	$\begin{array}{c} & 83 \\ & 1595 \\ 1379, 1573 \\ & 1573 \\ & 2039 \\ & 2$
Sakenanou, D. Sanz De Galdeano, C. Savvaidis, A. Scordilis, E.M. Scott, P. Serelis, K. Serjani, A. Seymour, K. Shawh, A. Sikalidis, K. Sina, M. Sikalidis, K. Sina, M. Skias, S.G. Sklavounos, S. Skourtsos, E. Skov, T. Skrami, J. Slpez Casado, C. Sokoutis, D. Solakius, N. Soldatos, T. Solheim, M. Sorel, D. Soujon, A. Stavrakakis, G. Sulaj, Y. Sverdrup, E.	$\begin{array}{c} & 83 \\ & 1595 \\ 1379, 1573 \\ & 1573 \\ & 2039 \\ & 2$

Triantafyllou, G	
Triantaphyllou, M	
Trifoni, E	1493, 1981
Tsapanos, T 1485, 1507,	1611, 1619, 1627
Tsapanos, T.M.	1507, 1619, 1627
Tsokas, G	1379, 1385
Tsolis-Katagas, P	
Tsourlos, P	1379, 1385
Tuktun, Z	
Tzanis, A	
Tzeli, P	
Vacalas, J	
Valsami-Jones, E	
Vamvakaris, D.A.	
Vamvoukakis, C	917
Vargemezis, G	303, 1379, 1385
Vavelidis, M.	
Vlahou, M	995, 1177
Voudouris, K	
Voulgaris, N.	
Vrielync,k B.	619
Xhaxhiu, A.	
Xypolias, P	
Zacharioudakis, G	
Zananiri, I	61, 1393
Zelilidis, A.	483, 755, 785
Zouros, N	267, 311

Αβραμίδης, Π
Αγγελίδης, Μ.Ο
Αγγελικάκης, Ι
Αγραφιώτης, Δ
Αλατζάκη, Α
Αλεξανδρής, Γ.Α
Αλεξόπουλος, Α 3, 47, 217, 565, 1783, 1843, 1851
Αλεξόπουλος, Ι 121, 1301, 1309, 1317, 1851
Αλεξούλη - Λειβαδίτη, Α
Αλμπανάκης, Κ
Αμπατζή, Σ.Μ
Αναστασάχης, Γ
Ανδρεαδάκης, Ε 1843, 1851
Ανδρινόπουλος, Α
Αντωνιάδης, Κ
Αντωνιάδης, Π.Α
Αποστολίδης, Ε
Αποστολίδης, Π
Αρβανίτης, Α 1083, 1081, 1903
Αρίκας, Κ
Αυγερινάς, Α
Βαβελίδης, Μ1015
Βαβλιάκης, Ε
Βαϊόπουλος, Δ
Βαλαδάκη-Πλέσσα, Α 1655, 1903
Βαλιάκος, Η

Βαργεμέζης, Γ	1285, 1351	Καντηράνης, Ν
Βασιλάτος, Χ.		Καπίνα, Β.
Βασιλειάδης, Ε		Καραγεώργης, Α
Βασιλόπουλος, Α		Καραγεωργίου, Δ
Βέργου, Α		Καραλή - Βουδούρη, Α
Βλάγου, Α.		Καραντάση. Σ.
Βοϊβόντα. Α.		Καραπαντελάχης. Κ.
Βουβαλίδης Κ	451 691	Καουδάχης. Γ.
Βουδούοης Κ	1827	Καρύμπαλης. Ε.
Βουδούοης, Π	1005. 1015	Κασώλη - Φουογαράχη, Α.
Βούλγαοης Ν	1449	Κατή Μ
Γαϊτανάγης, Π	1933	Κατοιβάνος Ε
Γαλανάνης, Π.	371	Καταίνης Ι
Γαλανοπούλου Σ	655	Καιμμάλης Β
Γερανά Μ	557 1325	Killiar A
Γεωρυσιάπουλος Δ	1115 1205	Κομαπολιάτης Ν
Γεωργακοπουλος, Α		Koviononiutijs, N
Γεωργίου, Π	207, 1725	Kovtijs, E
		Kovtoylavvij, B.
Γιαννουλοπουλος, Π	1795, 1819	Κοντοπουλος, Ν
Γχανας, Α		Κορωναίος, Α
Ι κουρνελος, Θ.		Κοσιαρης, Ι.
Δαναμος, Γ	11, 19, 157, 1405	Κουκης, Γ.
Δελημάνη, Π.		Κουκουβελας, Ι.
Δελήμπασης, Ν.	1441, 1433, 1449	Κουκούλης, Α
Δημητριάδης, Α	1093, 1101	Κουμαντάκης, Ι
Δημόπουλος, Γ	1081, 1741	Κουσκουνά, Β
Δήμου, Ε		Κράνης, Χ
Διαμαντής, Ι	1913, 1923	Λαδάς, Ι
Δρακόπουλος, Π.Γ	731	Λαμπράκης, Ν
Δρακοπούλου, Ε		Λειβαδίτης, Γ
Δράκος, Α	1417	Λέκκας, Ε
Ευελπίδου, Ν		Λέκκας, Σ
Ζαγγανά, Ε	1951, 1959	Λεοντάρης, Σ.Ν
Ζαμπετάκη - Λέκκα, Α	47, 585, 565	Λιονής, Μ
Ζανανίρι, Ε		Λόξιος, Σ.Γ
Ζαχαράκη, Π		Λουπασάκης, Κ
Ζεληλίδης, Α		Λυκούδη, Ε
Ζημιανίτης, Ε		Λυκούσης, Β
Ζοράπας, Β		Μαλαμή, Χ
Ζούρος, Ν		Μανδηλαράς, Δ
Ζυγούρη, Β		Μανούτσογλου, Ε.
Θεοδοσίου - Δρανδάκη, Ε		Μανωλάκος, Β
Θεογάρης. Δ.		Μαράντος, Ι.
Ιωαχείμ. Χ.		Μαογαρίτης, Ι
Ιωαννίδης Ν	893	Μαοιολάχος. Δ.
Καβοινίδης Σ	1317	Μαοιολάχος, Η
Καβουρίδης Θ	1083	37 121 165 175 1
Καναιούζης, Γ	577	Μαοχοπούλου - Διαχαντών
Κανγαβάς Ν	1433	495 50
Kawhing T	1050	Μαροινιάν Χ
Kalaiziana S		Manajara T
Kalosídar B	1155	Μέλμος Β
Kauzéon E		Μεομήρωμ Α
Kauzonana D	121 1300 1217 1201	Meastaviane I
καμπουρης, Π	121, 1509, 1517, 1501	Μάπος Δ
κ ανελλοπουλος, Θ.Δ		wiettoς, Α

<i>Cαντη</i> ράνης, Ν1147
ζαπίνα, Β
ζαραγεώργης, Α
<i>Γαραγεωργίου, Δ</i> 845, 1023
ταραλή - Βουδούρη, Α
ζαραντάση, Σ1155
<i>Γαραπαντελάκης, Κ</i> 1663
<i>Γαρυδάκης, Γ</i>
<i>α</i> ρύμπαλης, Ε
<i>ασώλη - Φουρναράχη, Α 1115, 1147, 1205</i>
<i>ατή</i> , Μ
<i>Κατριβάνος, Ε</i> 137
Γατσίκης, I
<i>Γαψιμάλης</i> , Β
τίλιας, Α 129, 137, 149, 1741
ζονισπολιάτης, Ν
ζόντης, Ε
οντογιάννη, Β1671
ζοντόπουλος, Ν
τορωναίος, Α
ίοσιάρης, Γ
ωύκης, Γ
ουκουβέλας, Ι
ουκούλης, Α
ουμαντάκης, Ι
ουσκουνά, Β
ζράνης, Χ
αδάς, Ι
αμπράκης, Ν
ειβαδίτης, Γ
τέκκας, Ε 11, 19, 157, 191, 1405
τέκκας, Σ
εοντάρης, Σ.Ν
1697 Μ
κόζιος, Σ.Γ
ουπασάκης, Κ
υκούδη, Ε
υκούσης, B
<i>Ιαλαμή</i> , Χ
Ιανδηλαράς, Δ
Ιανούτσογλου, Ε
Ιανωλάπος, Β
<i>Ι</i> αράντος, Ι
Ιαργαρίτης, Ι
Ιαριολάκος, Δ
Ιαριολάχος, Η.
Ιαρκοπούλου - Διακαντώνη, Α.
Ιαρουκιάν, X
Ιαυρίχας, Γ
1έλφος, Β
1εομύγχη, A
Γερτζανίδης, Ι
Ιέττος, Α

Démus A
Pozza, A.
Ρουμελιωτ
Ρουσακης,
Σακελλαρ
Σαμπατακ
Σαμπατακ
Σαμπώ, Β.
Σαρόγλου
Σάχαλος,
Σαχανίδης
Σερέλης, Ι
Σέϋμουρ,
Σιδέρης, Σ
Σινέκογλο
Σκιάνης, Ι
Σκλαβούν
Σκουλικίδ
Σχούοτσο
Συπόρας
Σρώλιος Ι
$\Sigma = 200 \times 100$
Σπουτουν
Σταματακ
2ταματης,
Σταματοπ
Σταυρόπο
Στείρος, Σ
Στεφάτος,
Στεφούλη,
Στουρνάρ
Συμεωνίδη
Τέγου, Μ.
Τζάλας, Χ
Τζεδάκης,
Τζίμα, Μ.
Τόλης, Σ.
Τόμπρος,
Τσαγκαλί
Τσαϊλά - Ν
Τσαλκιτζή
1000000
Τσαπάκης
Τσαπάκης Τσάομπος
Τσαπάκης Τσάρμπος Τσιαυπάο
Τσαπάκης Τσάρμπος Τσιαμπάοι Τσιβίλης
Τσαπάκης Τσάρμπος Τσιαμπάο Τσιβίλης, Τσιοσιμπίδ
Τσαπάκης Τσάρμπος Τσιαμπάο Τσιβίλης, Τσιραμπίδ
Τσαπάκης Τσάρμπος Τσιαμπάο Τσιβίλης, Τσιραμπίξ Τσόκας, Γ
Τσαπάκης Τσάρμπος Τσιαμπάοι Τσιβίλης, Τσιραμπίδ Τσόκας, Γ Τσόκας, Γ
Τσαπάκης Τσάρμπος Τσιαμπάοι Τσιβίλης, Τσιραμπίδ Τσόκας, Γ Τσούρλος, Τσώλη - Κ
Τσαπάκης Τσάρμπος Τσιαμπάο Τσιβίλης, Τσιραμπίδ Τσόκας, Γ Τσούρλος, Τσώλη - Κ Φερεντίνο
Τσαπάκης Τσάρμπος Τσιαμπάο Τσιβίλης, Τσιραμπίδ Τσόκας, Γ Τσούρλος, Τσώλη - Κ Φερεντίνο Φίχος, Η.
Τσαπάκης Τσάφμπος Τσιαμπάο Τσιβίλης, Τσιραμπίδ Τσόκας, Γ Τσούρλος, Τσώλη - Κ Φερεντίνο Φίκος, Η. Φιλιππίδη
Τσαπάκης Τσάφμπος Τσιαμπάο Τσιβίλης, Τσιραμπίδ Τσόκας, Γ Τσούφλος, Τσώλη - Κ Φεφεντίνο Φίκος, Η. Φιλιππίδη Φούμελης,
Τσαπάκης Τσάφμπος Τσιαμπάο Τσιβίλης, Τσιραμπίδ Τσόκας, Γ Τσούφλος, Τσώλη - Κ Φεφεντίνο Φίκος, Η. Φιλιππίδη Φούμελης,
Τσαπάκης Τσάφμπος Τσιαμπάο Τσιβίλης, Τσιραμπίδ Τσόκας, Γ Τσούφλος, Τσώλη - Κ Φεφεντίνο Φίκος, Η. Φιλιππίδη Φούμελης, Φουντούλι 37, 12
Τσαπάκης Τσάφμπος Τσιαμπάο Τσιβίλης, Τσιραμπίδ Τσόκας, Γ Τσούρλος, Τσώλη - Κ Φερεντίνο Φίκος, Η. Φιλιππίδη Φουντούλι 37, 12 Φυτίκας, Ν

Ро́яна, А	
Ρουμελιώτη, Ζ 1277, 1285	
Ρουσάκης, Γ	
Σαχελλαρίου, Δ	
Σαμπατακάκης, Ν 1679, 1689	
Σαμπατακάκης, Π	
Σαμπώ, Β	
Σαρόγλου, Χ	
Σάχαλος, Ι.Ν	
Σαχανίδης, Χ	
Σεοέλης, Κ	
Σέϋμουο, Κ	
Ειδέρης, Χ	
Σινέκογλου. Α	
Σκιάνης, Γ	
Σελαβούνος. Σ	
$\sum x_{0} x_$	
Σχούοταος Ε 47 217	
Σμπόρας Σ 199	
$\sum_{n=1}^{\infty} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1351}{1741} \frac{1741}{1843} \frac{1859}{1059}$	
$\sum_{i=1}^{2} \sum_{j=1}^{2} \sum_{i=1}^{2} \sum_{j=1}^{2} \sum_{j$	
277 Szavazánaz M	
210µ0102/15, M	
$2\tau \alpha \mu \alpha \tau \eta \varsigma, 1 \dots 1819$	
$210\mu atomotion, 00, 00, 00, 00, 00, 00, 00, 00, 00, 0$	
1417 1967	
2τειρος, 2	
2τεφατος, Α	
2τεφουλη, Μ	
2τουρναρας, Γ	
2υμεωνιόης, Ν	
381	
Ιζάλας, Χ	
Ιζεδάκης, Π.Κ	
Ιζίμα, Μ	
Γόλης, Σ	
Γόμπρος, Σ 1031, 1039	
Γσαγκαλίδης, Α911	
Γσαϊλά - Μονοπώλη, Σ557	
Γσαλκιτζή, Ο	
Γσαπάκης, Ε731	
Γσάρμπος, Β	
Γσιαμπάος, Γ1689	
Γσιβίλης, Σ	
Γσιραμπίδης, Α 851, 1147, 1733	
Γσόκας, Γ.Ν	
Γσούρλος, Π	
Γσώλη - Καταγά, Π745	
Φερεντίνος, Γ	
Φίπος, Η	
Φιλιππίδης, Α 1115, 1147, 1205	
Φούμελης, Μ	
Φουντούλης, Ι	
37, 121, 165, 175, 183, 227, 603, 1835, 1843, 1851	
Φυτίχας, Μ	
Xάλαοη Α	

Χασιώτης, Θ.	
Χατζηαγγέλου, Μ.	1741
Χατζηγιάννη, Ε	731
Χατούπης, Θ	
Χρηστάνης, Κ.	415, 1195

Χρηστάρας, Β	1147, 1741
Χριστοδουλοπούλου, Τ.Α.	
Χριστοδούλου, Δ	
Ψιλοβίκος, Α	451, 691



ISSN: 0438-9557