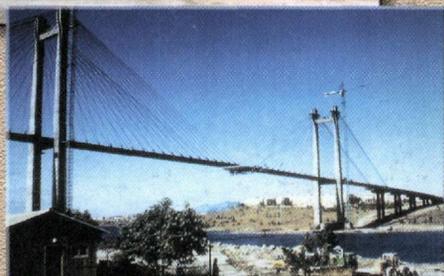
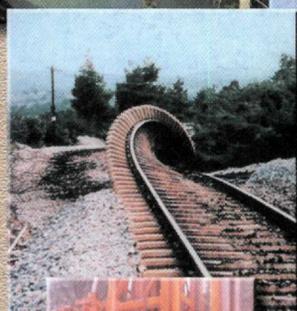
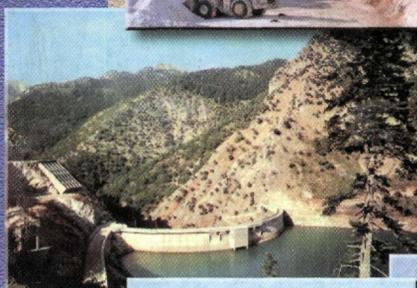
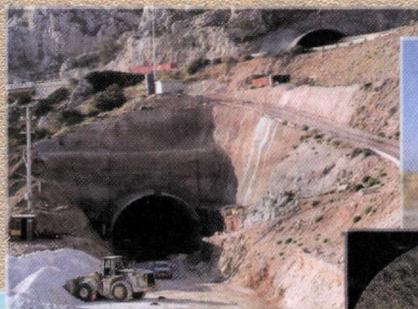




9^ο ΔΙΕΘΝΕΣ ΣΥΝΕΔΡΙΟ
ΤΗΣ ΕΛΛΗΝΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ ΕΤΑΙΡΙΑΣ
ΜΕ ΕΜΦΑΣΗ ΣΤΗ ΣΥΜΒΟΛΗ
ΤΩΝ ΓΕΩΕΠΙΣΤΗΜΩΝ ΣΤΗΝ ΑΝΑΠΤΥΞΗ

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

ΔΕΛΤΙΟ
ΤΗΣ ΕΛΛΗΝΙΚΗΣ
ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ ΕΤΑΙΡΙΑΣ
BULLETIN
OF THE GEOLOGICAL
SOCIETY OF GREECE
Τόμος / Volume
XXXIV, No 1



ΑΘΗΝΑ / ATHENS
2001

**9^ο 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



**ΠΡΑΚΤΙΚΑ
PROCEEDINGS**

ΕΠΙΜΕΛΕΙΑ ΕΚΔΟΣΗΣ

Π. Γ. ΜΑΡΙΝΟΣ

Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο

Γ. ΤΣΙΑΜΠΑΟΣ

Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο

Α. ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ

Εθνικό & Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών

Β. ΤΣΑΠΡΑΛΗΣ

Ινστιτούτο Γεωλογικών & Μεταλλευτικών Ερευνών

Θ. ΠΟΝΤΟΓΙΑΝΝΗ

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

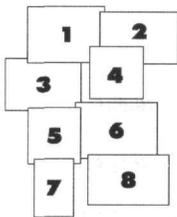
TH. RONDOYANNI

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 ρηξιγενή τεκτονική.
- 2) Έρευνα και εκμετάλλευση γεωθερμίας. Συμβολή της γεωλογίας στον εντοπισμό και έρευνα γεωθερμικών πεδίων (φωτογραφία ΙΓΜΕ).
- 3) Τοξωτό φράγμα Πλαστήρα (Ταυρωπού). Η θέση επελέγη ύστερα από σωστή εκτίμηση της περατότητας των ασβεστολίθων της Πίνδου.
- 4) Μηχάνημα ολομέτωπης κοπής (TBM) για την κατασκευή της σήραγγας Ενήνου- Μόρον. Η γνώση των γεωλογικών συνθηκών επέτρεψε την σωστή επιλογή των μηχανημάτων διάτρησης και την ασφαλή και έγκαιρη ολοκλήρωση του έργου (φωτογραφία ΥΠΕΧΩΔΕ)
- 5) Κατολίσθηση Μαλακάσας. Συμβολή της Γεωλογίας στην κατανόηση του μηχανισμού ολίσθησης και στην μελέτη και κατασκευή των μέτρων αντιμετώπισης.
- 6) Λιγνιτωρυχεία Πτολεμαΐδας. Συμβολή της γεωλογίας στην έρευνα και εκμετάλλευση (Φωτογραφία ΙΓΜΕ).
- 7) Υδρογεώτρηση. Συμβολή της γεωλογίας στον εντοπισμό, μελέτη, εκμετάλλευση και διαχείριση υπογείων νερών (Φωτογραφία ΙΓΜΕ)
- 8) 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, <i>Καθηγητής Πανεπιστημίου Αθηνών</i>
ΑΝΤΙΠΡΟΕΔΡΟΣ	Βασίλειος ΧΡΗΣΤΑΡΑΣ, <i>Αναπλ. Καθηγητής Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης</i>
ΓΕΝ. ΓΡΑΜΜΑΤΕΑΣ	Θεοδώρα ΡΟΝΤΟΓΙΑΝΝΗ, <i>Δρ Γεωλόγος Ι.Γ.Μ.Ε.</i>
ΕΙΔ. ΓΡΑΜΜΑΤΕΑΣ	Σπύρος ΠΑΥΛΙΔΗΣ, <i>Καθηγητής Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης</i>
ΤΑΜΙΑΣ	Ευγενία ΜΩΡΑΪΤΗ, <i>Γεωλόγος Ι.Γ.Μ.Ε.</i>
ΕΦΟΡΟΣ	Βασίλειος ΤΣΕΛΕΠΙΔΗΣ, <i>Γεωλόγος Ι.Γ.Μ.Ε.</i>
ΜΕΛΗ	Απόστολος ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ, <i>Επικ. Καθηγητής Πανεπιστημίου Αθηνών</i>
	Νικόλαος ΖΟΥΡΟΣ, <i>Επικ. Καθηγητής Πανεπιστημίου Αιγαίου</i>
	Δημήτριος ΓΑΛΑΝΑΚΗΣ, <i>Δρ Γεωλόγος, Ι.Γ.Μ.Ε.</i>

GEOLOGICAL SOCIETY OF GREECE
BOARD OF DIRECTORS

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

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

ΟΡΓΑΝΩΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ 9^{ου} ΣΥΝΕΔΡΙΟΥ

ΠΡΟΕΔΡΟΣ

Παύλος Γ. ΜΑΡΙΝΟΣ, *Καθηγητής Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου*

ΑΝΤΙΠΡΟΕΔΡΟΣ

Νικόλαος ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ, *Καθηγητής Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου*

ΓΕΝΙΚΟΣ ΓΡΑΜΜΑΤΕΑΣ

Γεώργιος ΤΣΙΑΜΠΑΟΣ, *Επίκ. Καθηγητής Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου*

ΕΙΔΙΚΟΣ ΓΡΑΜΜΑΤΕΑΣ

Απόστολος ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ, *Επίκ. Καθηγητής Πανεπιστημίου Αθηνών*

ΤΑΜΙΑΣ

Ευγενία ΜΩΡΑΪΤΗ, *Γεωλόγος Ι.Γ.Μ.Ε.*

ΜΕΛΗ

Νικόλαος ΛΑΜΠΡΑΚΗΣ, *Αναπλ. Καθηγητής Πανεπιστημίου Πατρών*

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.*

Θεοδώρα 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^{ου} ΔΙΕΘΝΟΥΣ ΣΥΝΕΔΡΙΟΥ ΤΗΣ ΕΛΛΗΝΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ ΕΤΑΙΡΙΑΣ**

**Συνέδριο 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 (Μέχρι 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 Εταιρείας ευχαριστεί θερμά τα ανωτέρω Υπουργεία και Ινστιτούτα Ερευνών, Οργανισμούς, Εταιρείες και Γραφεία Μελετών που με την οικονομική και ηθική τους συμβολή στήριξαν την πραγματοποίηση του συνεδρίου

ΔΟΜΗ ΠΡΑΚΤΙΚΩΝ- SCHEME OF THE PROCEEDINGS

TOMOΣ 1 - VOLUME 1

ΓΕΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ - GENERAL GEOLOGY
ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ - TECTONICS
ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ - GEOMORPHOLOGY

TOMOΣ 2 - VOLUME 2

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

TOMOΣ 3 - VOLUME 3

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

TOMOΣ 4 - VOLUME 4

ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ - APPLIED GEOPHYSICS
ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑ - SEISMOLOGY

TOMOΣ 5 - VOLUME 5

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

TOMOΣ 6 (ΜΕΤΑΣΥΝΕΔΡΙΑΚΟΣ) - VOLUME 6 (POST - CONGRESS)

ΕΙΔΙΚΕΣ ΚΑΙ ΠΡΟΣΚΕΚΛΗΜΕΝΕΣ 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 κρίθηκε από δύο κριτές. Σε ελάχιστες μόνο εργασίες όπου οι απόψεις των δύο κριτών διέφεραν ριζικά, ζητήθηκε η άποψη και τρίτου κριτή ώστε η Οργανωτική Επιτροπή, στη συνέχεια με ευθύνη της, να διαμορφώσει την τελική απόφασή της. Ως εκ της διαδικασίας της κρίσεως, ο κατάλογος των κριτών 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

- 1^ο ΔΙΗΜΕΡΟ, ΑΘΗΝΑ, 1983, Δελτίο XVII
- 2^ο ΔΙΗΜΕΡΟ, ΑΘΗΝΑ, 1984, Δελτίο XIX
- 3^ο ΣΥΝΕΔΡΙΟ, ΑΘΗΝΑ 1986, Δελτίο XX
- 4^ο ΣΥΝΕΔΡΙΟ, ΑΘΗΝΑ, 1988, Δελτίο XXIII
- 5^ο ΣΥΝΕΔΡΙΟ, ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ, 1990, Δελτίο XXV
- 6^ο ΣΥΝΕΔΡΙΟ, ΑΘΗΝΑ, 1992, Δελτίο XXVIII
- 7^ο ΣΥΝΕΔΡΙΟ, ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ, 1994, Δελτίο XXX
- 8^ο 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, ATHENS, 1992, Bull. XXVIII
- 7TH CONGRESS, THESSALONIKI, 1994, Bull. XXX
- 8TH CONGRESS, PATRA, 1998, Bull. XXXII

Πληροφορίες 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 Εταιρεία, by the Geological Society of Greece

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Το Δελτίο XXXIV της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας περιλαμβάνει τα Πρακτικά του 9^{ου} Διεθνούς Συνεδρίου της Εταιρείας, της 26^{ης} έως 28^{ης} 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 περιλαμβάνοντας νέες πληροφορίες και ευρήματα 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 περιλαμβάνονται 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 Εταιρείας μας. Περιμένουμε ότι όλοι οι συγγραφείς θα έχουν και προσωπική συμμετοχή στο Συνέδριο και όλοι μας θα έχουμε την ευκαιρία ζωντανής αμοιβαίας επικοινωνίας, εποικοδομητικών συζητήσεων και σύμφιξης 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 Εταιρεία στο επόμενο Συνέδριο της: Έμφαση στην Γεωλογία των Βαλκανίων.

Όλες 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 Εταιρείας, 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^ο αυτό Συνέδριο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας, 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. Ένας ειδικός τόμος, ο έκτος, θα περιλαμβάνει τις εργασίες των προσκεκλημένων αυτών ομιλητών. Η έκδοσή του θα είναι πιστεύουμε άμεση αφού ήδη η Οργανωτική Επιτροπή έχει στα χέρια της τα περισσότερα κείμενα.

Όπως έχει καθιερωθεί, στη διάρκεια κάθε Συνεδρίου της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας δίνεται έμφαση σε θέμα επικαιρότητας ή ιδιαίτερου ενδιαφέροντος. Στο 9^ο αυτό Συνέδριο η έμφαση δίδεται στην συμβολή των Γεωεπιστημών στην Ανάπτυξη. Η έμφαση αυτή υλοποιείται με ειδικές παρουσιάσεις, σε ανοικτές συνεδριάσεις, από Υπουργεία, Ερευνητικά Ινστιτούτα, Οργανισμούς και Εταιρείες, όπου θα παρουσιασθεί και θα υπογραμμισθεί η συμβολή της Γεωλογίας στην αναζήτηση και εκμετάλλευση ορυκτών πόρων, στην προστασία έναντι φυσικών καταστροφών και στην μελέτη, κατασκευή και λειτουργία των έργων υποδομής. Σχετικώς με τα τελευταία, στη χώρα μας παρατηρείται αυτή την περίοδο ένας οργασμός, κυρίως στην κατασκευή μεγάλων συγκοινωνιακών έργων. Η σωστή κατανόηση των γεωλογικών συνθηκών των περιοχών που διατρέχονται από τα έργα αυτά, της προελεύσεως, συστάσεως και γεωλογικής ιστορίας κάθε σχηματισμού, αποτελούν θεμελιώδη προϋπόθεση για την αντιμετώπιση των τεχνικών θεμάτων σχεδιασμού και κατασκευής τους. Είμαστε ιδιαίτερα ευγνώμονες προς το Υπουργείο Περιβάλλοντος, Χωροταξίας και Δημοσίων Έργων, που αναγνωρίζοντας τη συμβολή της Γεωλογίας έθεσε το Συνέδριο υπό την αιγίδα του. Η Οργανωτική Επιτροπή ελπίζει ότι θα μπορέσει να δημοσιεύσει το περιεχόμενο των ειδικών αυτών παρουσιάσεων σε μια μετασυνεδριακή ειδική έκδοση.

Αν οι βασικοί τόμοι του Συνεδρίου παραδίδονται εγκαίρως στους συνέδρους και την επιστημονική κοινότητα, αυτό γίνεται χάρης στην οικονομική συμπαράσταση πολλών. Θεωρούμε λοιπόν βαθιά υποχρέωση μας να

ευχαριστήσουμε θερμά εκτός από το Υπουργείο Περιβάλλοντος Χωροταξίας και Δημόσιων Έργων, το Υπουργείο Πολιτισμού, τα Ερευνητικά Ινστιτούτα, Α.Ε.Ι. και τους άλλους χορηγούς, εταιρίες του Δημοσίου και ιδιωτικές εταιρίες που με τόση προθυμία 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 Χατζηχαράλαμπος για την πρόθυμη και υπεύθυνη εργασία που προσέφεραν στην προετοιμασία των τόμων.

Πάυλος 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 precede 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

TOMOS 1 – VOLUME 1

ΓΕΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ, ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ, ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ GENERAL GEOLOGY, TECTONICS, GEOMORPHOLOGY

ΓΕΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ – GENERAL GEOLOGY

Αλεξόπουλος, Α. & Ε., Μωραΐτη: 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., Δανάμος, Γ. & Γ., Μαυρίκας: Γεωλογική δομή και εξέλιξη των νήσων Κεφαλλονιάς και Ιθάκης Geological Structure and Evolution of Kefallonia and Ithaki islands	11
Λέκκας, Ε. Α., 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 αντισεισμικό σχεδιασμό Geological and tectonic structure of the area between Aigaleo and Parnitha Mt. (Attica, Greece) and their importance to antiseismic planning	19
Μανούτσουλου, Ε., Σπυριδώνος, 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 εσωτερικών 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, Α., Kondopoulou, D. & Ι., Zananiri: Paleomagnetism and magnetic fabrics of the Almopias, Thessaly and Milos volcanics. Implications for the regional deformation	61
Guzzetta, G. & Ι. Repola: The so called “triassic breccias” of the Ionian zone in Greece and Albania: Their stratigraphic position and the ensuing tectonic implications	69
Krohe, Α. & Ε. Mposkos: Structural evolution and exhumation history of the Rhodope UHP-HP metamorphic province (Northern Greece)	75
Lekkas, Ε., Danamos, G., Skourtsos, Ε. & 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 - TECTONICS

Αλεξόπουλος, Ι., Φουντούλης, Ι., Καμπούρης, Π., Μαριολάκος, Η. & Τ., Παπαδόπουλος: Γεωηλεκτρικές διασκοπήσεις στην έρευνα του καλυμμένου ρήγματος Τατοίου Geoelectrical survey for Tatoi (Athens, Greece) blind fault	121
Αυγερινάς, Α., Κίλιας, Α., Κορωνάιος, 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.Α. & Σ.Γ., Λόζιος: Νεοτεκτονική δομή και εξέλιξη της νήσου Λευκάδας Neotectonic structure and evolution of Lefkada island	157
Μαριολάκος, Η., Φουντούλης, Ι. & Δ. Θεοχάρης: Νεοτεκτονική δομή και εξέλιξη της νήσου Σαλαμίνας Neotectonic structure and evolution of Salamis island	165
Μαριολάκος, Η., Κράνης, Χ., Μαρουσιάν, Χ. & Ι., Φουντούλης: Τεκτονικά ελεγχόμενη εξέλιξη υδρογραφικών δικτύων στη Λοκρίδα (Στερεά Ελλάδα) Tectonically controlled drainage evolution in Lokris (Central Greece).....	175
Μαριολάκος, Η., Φουντούλης, Ι., Σιδέρης, Χ. & Θ., Χατούπης: Μορφονεοτεκτονική δομή του όρους Πάρνηθα Αττικής The morphoneotectonic structure of Parnis Mt. (Attica, Greece)	183
Παπανικολάου, Ι.Δ. & Ε.Λ., Λέκκας: Φαινόμενα συνιζηματογενούς τεκτονισμού κατά τη μετάβαση από την ανθρακική στην κλαστική ιζηματογένεση στην Ιόνια ενότητα (περιοχή Μεσολόγγι) Syn-sedimentary tectonics in the Ionian unit during the transition from carbonate to clastic sedimentation	191

Παυλίδης, Σ., Κουκουβέλας, Ι., Σταματόπουλος, Α., Αγραφιώτης, Δ., Αλεξανδρής, Γ.Α., Ζυγούρη, Β. & Σ., Σμπόρας: Παλαιοσεισμολογική μελέτη του ανατολικού κλάδου του ρήγματος της Ελικής (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 Vegoritida 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 Metamorphic core (Central Peloponnesus)	217
Φουντούλης, Ι. & Μ., Φούμελης: Ασύμμετρη ανάπτυξη υδρογραφικών δικτύων παράγων αναγνώρισης περιστροφών νεοτεκτονικών ρηξιτεμάχων. Η περίπτωση των λεκάνων Στουρναρορέματος 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: geomorphological 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., Kiliadis: 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
Pavlidis, 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
Xyrolias, 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 τρισδιάστατο 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
Καρόμπαλης, Ε., Τέγου, Μ. & Ο., Τσαλκτζή: 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
Λυκούδη, Ε.: Γεωμορφολογική εξέλιξη της λεκάνης απορροής του άνω ρού του Αχελώου Geomorphologic 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 Παλαιολίμη 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., Δελιμάνη: 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 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 χρησιμοποιώντας 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., Βουβαλιδής, Κ. & Ε., Παπαφιλίππου – Πέννου: Γεωμορφολογικές, 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: Palaeogeographic 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

Μαρκοπούλου - 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 - Διακαντώνη, Α., Μίρκου, Ρ.Μ. & Μ. Παπαδάκη: Η ανεύρεση βρυοζώων στο κατώτερο Πλειόκαινο Κρήτης (Μαρωνία, Επαρχία Σητείας). Συστηματική – Παλαιοοικολογία The finding of bryozoans from the lower Pliocene of Crete (Maronia – Sitia). Systematics – Paleocology	503
Συμεωνίδης, Ν.Κ. & Β.Ι., Γιαννόπουλος: Πλειστοκαινικές πανίδες του σπηλαίου «Γλυφάδα» Διρού Λακωνίας Pleistocene faunas of “Glyfada” cave, Diros, Laconia	515
Συμεωνίδης, Ν., Μαρκοπούλου - Διακαντώνη, Α. & Β., Γιαννόπουλος: Μια νέα εμφάνιση κρητιδικών εχίνων στην περιοχή Παλαιοκάστρου Στυλίδας Νομού Φθιώτιδας A new evidence of cretaceous echinoids at the region Paleokastro of Styli 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., Bako, M., & B., Myftari: The study of lepidocyclina (eulepidina) (foraminifera) from middle Oligocene to lower Miocene of South Albania	541
Prillo, S., Mecaj, T. & J., Prillo: Other coiling changes in <i>Globorotalia Acostaensis</i> unknown till now in Mediterranean area	549

ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ – STRATIGRAPHY

- Γεραγά, Μ., Τσαϊλά - Μονοπόλη, Σ., Παπαθεοδώρου, Γ., Ιωακείμ, Χ. & Γ., Φερεντίνος:** Συμβολή της παραγοντικής ανάλυσης στη μελέτη του παλαιοκλίματος και της παλαιοωκεανογραφίας 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 Δογгерίου-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 Πρασιών (Ρέθυμνο, Κρήτη). Συστηματική παλαιοοικολογία
Otoliths from the lower Pliocene of the section Prassies (Rethymnon, NW – Crete). Systematics – Paleocology 577
- Μερμούγκη, Α., Μαρκοπούλου - Διακαντώνη, Α. & Α., Ζαμπετάκη - Λέκκα:** Νέα παλαιοντολογικά και στρωματογραφικά δεδομένα επί της ανωκρητιδικής επίκλυσης στην ζώνη Ανατολικής Ελλάδας (Μαρμεϊκό, Πτόων 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., Μωραϊτή, Ε., Μίρκου, Μ.Ρ. & Χ., Σαρόγλου:** Η παρουσία θαλάσσιων πλειοκαινικών ιζημάτων στην Μεσοελληνική Αύλακα (Οχθες Πραμορίτσα, Γρεβενά)
The presence of marin Pliocene sediments 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., Παπαθεοδώρου, Γ. & Γ., Φερεντίνος: Επιφανειακά κατολισθητικά φαινόμενα και ανάλυση ευστάθειας υποθαλάσσιων πράνων στην πλαγιά μεταξύ Κέρκυρας – Παξών (Πλαγιά Δυτ. Ελλάδας) Surficial mass movements and submarine slope stability analysis between Kerkyra and Paxi slope (Western Greek slope)	663
Lykousis, V., Rousakis, G., Pavlakis, P. & M., Alexandri: Stratigraphy and dating of a large slumping event in the Northern Aegean	671
Ravasopoulos, J., Papatheodorou, G. & J., Karpoulos: Effects of an active pockmark field on the distribution of heavy metals of surficial sediments in the Gulf of Patras, Greece	679

ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΑ – SEDIMENTOLOGY

Αλμπανάκης, Κ., Ψιλοβίκος, Α. & Κ., Βουβαλίδης: Ορισμένα χαρακτηριστικά του νέου ταμιευτήρα της Πλατανόβρυσης που επηρεάζουν το ποτάμιο σύστημα του Νέστου Some characteristics of the new reservoir of Platanovrysi that affect the river Nestos system	691
Κατή, Μ.: Φάσεις εξωτερικής κλιτύς των ηωκαινικών ασβεστόλιθων στην τομή των Αγίων Πάντων (Ζάκυνθος, Δυτική Ελλάδα) Toe-of-slope facies of the Eocene limestones in Aghioi Pantas sequence (Zakynthos island, Western Greece)	699
Κανελλόπουλος, Θ.Δ., Καψιμάλης, Β., Αγγελίδης, Μ.Ο., Καμπέρη, Ε. & Α., Καραγεώργης: Μελέτη των σύγχρονων ιζηματογενών διεργασιών στο Μέτωπο του Δέλτα και στο Προδέλτα του ποταμού Έβρου, ΒΑ Αιγαίο Πέλαγος Consideration of modern sedimentary processes of the Evros river delta front and prodelta, NE Aegean sea	709
Καραλή - Βουδούρη, Α., Λειβαδίτης, Γ. & Α., Μέττος: Μελέτη παράκτιων ιζημάτων περιοχής Κόλπου Λουτρακίου Study of the coastal sediments of the Loutraki gulf area	717
Περισοράτης, Κ., Ανδρινόπουλος, Α., Ζημιανίτης, Ε. & Π.Ζαχαράκης: Η δημιουργία και ανάπτυξη τραπεζών μεταπληροφοριών: το πρόγραμμα Euromarsin για τα δείγματα θαλάσσιων ιζημάτων The establishment of metadatabase: The program Euromarsin for the marin sediments samples	725
Πούλος, Σ.Ε., Δρακόπουλος, Π.Γ., Λεοντάρης, Σ.Ν., Τσαπάκης, Ε. & Ε., Χατζηγιάννη: Ο ρόλος των παλιρροϊκών ρευμάτων στη σύγχρονη ιζηματογένεση του Διαύλου Αυλίδας (Νότιος Ευβοϊκός Κόλπος) The contribution of tidal currents in the sedimentation of the Strait of Avlida, Southern Evoikos Gulf (Greece)	731
Τσαλκτζή, Ο. & Γ., Αναστασάκης: Άνω Τεταρτογενής ιζηματογένεση στη λεκάνη των Βαλεαρίδων Late quaternary sedimentation in the Balearic basin	737
Χριστοδουλοπούλου, Τ.Α., Τσώλη - Καταγά, Π., Κούκης, Γ.Χ. & Ν., Κοντόπουλος: Μελέτη μικροδομών αργιλικών ιζημάτων: εφαρμογή σε μαργαϊκά ιζήματα της Β. Πελοποννήσου The study of the microstructures of clay sediments: a case study of marly sediments from N. Peloponnese	745

Ananiadis, G. & A., Zelilidis: Depositional environments of tertiary turbiditic sediments in Metsovo Basin, NW Greece	755
Hrissanthou, V. & A., Psilovikos: Distributed modeling of soil erosion and sediment transport	763
Neumann, P.: Turbidite deposition in the Early Late Cretaceous Pindos Basin (External Hellenides)	771
Solakius, N. & M., Kati: The palaeogeographic distribution of stromatolites in the Parnassus zone, Central Greece, during the early to middle Paleocene	779
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	785

ΓΕΩΤΟΠΟΙ – GEOSITES

Θεοδοσίου - Δρανδάκη, Ε.: Γεωλογικό πλαίσιο για την επιλογή γεότοπων 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.	795
Θεοδοσίου - Δρανδάκη, Ε., Παπαδοπούλου - Βρυνιώτη, Κ. & Α., Μαρκοπούλου - Διακαντώνη: Γεωλογικό πλαίσιο για την επιλογή γεότοπων 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	803
Serjani, A., Hallaci, H., Neziraj, A. & A., Hallaci: Karst and geotops of karst origin in Albania	811
Ρόκκα, Α.: Η γεωλογία στην Α΄ Βάθμια Εκπαίδευση. Δυνατότητες και προοπτικές Geology in primary education; Potential and perspectives	819

TOMOS 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 παρασκευή 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 phylitic 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, Κ. & Α., Τσαγκαλίδης:** Πετρολογική – ορυκτολογική μελέτη των μεταβασιτών (πρασινιτών) της Λαυρεωτικής γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού τους 901
- Eleftheriadis, G., Frank, W. & K., Petrakakis:** 40 Ar/39Ar 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 Lesbos island 917

Mariolakos, K.: Schreinemakers diagrams of quinary systems with K+2 phases: A systematic classification	923
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	931
Mposkos, E. & M., Perraki: High pressure alpine metamorphism of the Pelagonian allochthon in the Kastania area (Southern Vermion), Greece	939
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	949
Ozpinar, Y.: Petrographical, petrochemical investigation of Sandikli volcanic and usability of these rocks as trass, in Afyon region (Western Anatolia), Turkey	959
Papadopoulou, L., Christofides, G., Broecker, M., Koroneos, A., Soldatos, T. & G., Eleftheriadis: Petrology, geochemistry and isotopic characteristics of the shoshonitic plutonic rocks from Maronia area, West Thrace, Greece	967
Perraki, M. & E., Mposkos: New constraints for the alpine HP metamorphism of the Ios basement, Cyclades, Greece	977
Reischmann, T., Kostopoulos, D., Loos, S., Anders, B., Avgerinas, A. & S., Sklavounos: Late palaeozoic magmatism in the basement rocks Southwest of Mt. Olympus, Central Pelagonian zone, Greece: Remnants of a permo-carboniferous magmatic arc	985
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	995

ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑ - ORE DEPOSITS

Βουδούρης, Π.: Ορυκτοχημικές συγκρίσεις μαφικών ορυκτών και συνθήκες σχηματισμού των μεταλλοφοριών πορφυρικού τύπου Κασσιτερών (Σάππες) και Παγώνης Ράχης (Κίρκης)/Θράκη Mineral composition of mafic minerals and ore deposition from the Kassiteres (Sappes) and Pagoni Rachi (Kirki) porphyry Cu-Mo prospects / W. Thrace	1005
Μέλφος, Β., Βουδούρης, Π., Αρίκας, Κ. & Μ., Βαβελίδης: Υψηλές περιεκτικότητες ρηνίου (Re) σε μολυβδαινίτες από μεταλλοφορίες πορφυριτικού Mo±Cu στη Θράκη (ΒΑ Ελλάδα) Rhenium - rich molybdenites in Thracian porphyry Mo±Cu occurrences, NE - Greece	1015
Περγαμάλης, Φ., Καραγεωργίου, Δ. & Α., Κουκούλης: Συμβολή της ακτινοβολίας γ στον εντοπισμό αποθεματικού δυναμικού Ti, σπάνιων γαιών Th, U, Au παράκτιας ζώνης Νέας Περάμου - Λουτρών Ελευθέρων, Ν. Καβάλας The location of Ti, REE, Th, U, Au deposits in the seafront zone of Nea Peramos - Loutra Eleftheron area, Kavala (N. Greece) using γ radiation	1023
Τόμπρος, Σ. & Κ., Σέϋμουρ: Υπολογισμός φυσικοχημικών παραμέτρων ΣS, ΣC, a_{H_2S} , I και του περιεχομένου σε πετρογενετικά και μεταλλικά ιόντα, του υδροθερμικού ρευστού, της πολυμεταλλικής μεταλλοφορίας Au-Ag-Te της περιοχής Πανόρμου-Λιαρδιάδων, Τήνου, Κυκλάδες Calculation of the physicochemical parameters ΣS, ΣC, a_{H_2S} , I and of the metal ions content of the hydrothermal fluid that has precipitated Au-Ag-Te ores in Panormos - Liardades Bay area, Tinos Island, Cyclades	1031

Τόμπρος, Σ. & Κ., Σέδμουρ: Υπολογισμός φυσικοχημικών παραμέτρων f_{S_2} , f_{O_2} , f_{CO_2} , f_{Te_2} , a_{S_2} , a_{O_2} και pH του μεταλλόφορου διαλύματος, της πολυμεταλλικής μεταλλοφορίας Au-Ag-Te της περιοχής Πανόρμου-Λαρδιάδων, Τήνου, Κυκλάδες Calculation of the physicochemical parameters f_{S_2} , f_{O_2} , f_{CO_2} , f_{Te_2} , a_{S_2} , a_{O_2} and pH in the hydrothermal fluid that has precipitated Au-Ag-Te ores in Panormos - Liardiades bay area, Tinos island, Cyclades	1039
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 ($\delta^{18}O$ - δD) evidence for "cryptic boiling" in the Profitis Ilias epithermal gold deposit, Milos: a potential exploration tool for epithermal gold	1053
Kitsopoulos, K., Scott, P. & C., Jeffrey: ISO 9000 quality assurance certification in the mining sector of Greece	1059
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	1065
Shawh, A. & D., Constantinides: The Sappes gold project	1073

ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ – GEOCHEMISTRY

Αρβανίτης, Α., Φυτίκας, Μ., Καβουρίδης, Θ. & Γ., Καρυδάκης: Γεωχημικά χαρακτηριστικά των γεωθερμικών ρευστών της περιοχής Θερμοπηγής-Σιδηροκάστρου (Λεκάνη Στρυμόνα, Μακεδονία) Geochemical characteristics of geothermal fluids in Thermopigi - Sidirokastro area (Strymon basin, Macedonia)	1083
Δημητριάδης, Α.: Παγκόσμια γεωχημική χαρτογράφηση για τη διαχείριση του περιβάλλοντος στη νέα χιλιετία Global Geochemical baselines for environmental management in the new millennium	1093
Δημητριάδης, Α.: Περιβαλλοντική γεωλογία: κλάδος των γεωπιστημών ή όρος της αγοράς; Environmental geology: Branch of geosciences or a marketing term?	1101
Μαργαρίτης, Ι.: Συμβολή των ορυκτολογικών κοκκομετρικών και γεωχημικών χαρακτηριστικών δελταϊκών αποθέσεων στη συγκέντρωση ^{137}Cs στο ιζήμα Contribution of mineralogical sedimentological and geochemical characteristics of deltaic deposits in the ^{137}Cs sediment concentration	1107
Σαχανίδης, Ι., Γεωργακόπουλος, Α., Φιλιππίδης, Α. & Α., Κασώλη - Φουρναράκη: Περιεκτικότητα σε ιχνοστοιχεία των μαργαϊκών ενστρώσεων της λιγνιτοφόρου λεκάνης Πτολεμαΐδας-Αμύνταιου, Δ. Μακεδονία Trace element contents in marls of the Ptolemais – Amynteon lignite basin, Western Macedonia, Greece	1115
Σκουλικίδης, Ν.: Τα επίπεδα και η πιθανή προέλευση των βαρέων μετάλλων στα επιφανειακά ιζήματα της λίμνης Βεγορίτιδας Levels and possible sources of heavy metals in surficial sediments of lake Vegoritis	1123
Demetriades, A.: Applied geochemistry in the twenty-first century: mineral exploration and environmental surveys	1131
Kamel, O., El Mahallawi, M.M. & H.M., Helmy: Geochemistry of Umm Rus gold - quartz veins, Central Eastern Desert Egypt. A new contribution	1139

ΒΙΟΜΗΧΑΝΙΚΑ ΟΡΥΚΤΑ – 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)	1147
Μάραντος, Ι., Κοσιάρης, Γ., Περδικάτσης, Β., Καράντση, Σ., Καλοείδης, Β. & Χ., Μαλαμή: Αξιολόγηση εξάλλοιωμένων πυροκλαστικών από περιοχές του Νομού Ροδόπης σαν συστατικών ποζολανικών τσιμέντων Evaluation of altered pyroclastics from Rhodope prefecture, Thrace, Greece as constituents of pozzolanic cements	1155
Christidis, G. & P., Makri: Determination of kaolinite and halloysite crystallite size with X-Ray diffraction: implications for industrial applications	1163
Christidis, G., Triantafyllou, G. & T., Markopoulos: Evaluation of an Upper Cretaceous limestone from the area of Arta for lime production	1169
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	1177

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	1185
Καλαϊτζίδης, Σ., Παπαζήσιμου, Σ. & Κ., Χρηστάνης: Συνθήκες γένεσης του λιγνίτη του Γκραικά, Βόρεια Πελοπόννησος Forming conditions of the Graikas lignite, N. Peloponnese	1195
Καπίνα, Β., Γεωργακόπουλος, Α., Κασώλη-Φουρναράκη, Α. & Α., Φιλιππίδης: Μελέτη της συμπεριφοράς του λιγνίτη του νότιου πεδίου της λεκάνης Πτολεμαΐδος κατά τη 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	1213
Προέδρου, Π.: Κοίτασμα αερίου Νοτίου Καβάλας-Ταφρογενής λεκάνη Πρίνου- South Kavala Gas Field - Taphrogenetic Prinos Basin-	1221
Iordanidis, A. & A., Georgakopoulos: Aspects of thermal behavior of Amynteo lignites, Northern Greece, determined by thermogravimetry	1229
Karakitsios, V., Rigakis, N. & I., Bakopoulos: Migration and trapping of the Ionian series hydrocarbons (Epirus, NW Greece)	1237
Koci, R., Gjika A., Avdulaj, Q. & S., Koci: The model of gas pool formation in Frakulla area, Albania	1247
Panilas, S. & G., Hatziyannis: The distribution of the trace element contents in lignite and ash from Drama lignite deposit, using multivariate statistical analysis	1255
Rigakis, N., Roussos, N., Kamberis, E. & P., Proedrou: Hydrocarbon gas accumulations in Greece and their origin	1265

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

ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ - APPLIED GEOPHYSICS

- Αποστολίδης, Π., Ρουμελιώτη, Ζ., Ραπτάκης, Α. & Κ., Πιτιλάκης:** Προσδιορισμός ταχυτήτων διατμητικών κυμάτων με τη μέθοδο του μικροθρόμβου στο EuroseisTest
Determination of the shear wave velocities by the method microtremor on EuroseisTest 1277
- Βαργεμέζης, 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) 1285
- 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 1293
- Παπαδόπουλος, Τ.Α., 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 1301
- Παπαδόπουλος, 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 1309
- Παπαδόπουλος, 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) 1317
- Παπαθεοδώρου, Γ., Στεφάτος, Α., Γεραγά, Μ., Χάλαρη, Α., Χριστοδούλου, Δ., Φερεντίνος, Γ., Παλαιοκρασάς, Α., Τζάλας, Χ., Fahmy, M.E. & 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 1325
- Παπαθεοφάνους, Γ., Σκιάνης, Γ., Παπαδόπουλος, Τ. & Σ., Νικολάου:** Συνδυασμός των μεθόδων φυσικού δυναμικού και γεσηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων για την διερεύνηση της υπεδαφικής στρωματογραφικής δομής
A combination of self-potential and Schlumberger VES measurements for subsurface layering investigations 1335
- Σκιάνης, Γ., Παπαδόπουλος, Τ. & Δ., Βαϊόπουλος:** 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 1343

Τσόκας, Γ.Ν., Βαργεμέζης, Γ., Σούλιος, Γ., Μερτζανίδης, Ι. & Π., Τσούρλος: Διασκόπηση με τη μέθοδο του γεωφραντάρ 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	1351
Kambouris, P., Alexopoulos, J. & T., Papadopoulos: Downhole seismic logging for detailed P-S waves velocity determination	1357
Louis, I.: Prospecting for voids with vertical radar profiling	1363
Louis, I.: Subsurface fault imaging using crosshole tomographic methods	1371
Savvaidis, A., Tsokas, G., Tsourlos, P., Vargemezis, G., Chrysostomou, A. & P., Crysostomou: A geophysical survey in the archaeological site of Archontiko, Yannitsa	1379
Tsourlos, P., Vargemezis, G., Tsokas, G., Alexandrou, K. & P., Tzeli: Geophysical prospection for mapping of the qanat systems: application to the qanat system of Agia Paraskevi - Choartiat of Thessaloniki (N. Greece)	1385
Zanani, I.: The method of anisotropy of magnetic susceptibility: theory and applications. A case study from the Rhodope massif	1393

ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑ - SEISMOLOGY

Δανάμος, Γ.Δ., Λέκκας, Ε.Α. & 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?	1405
Δράκος, Α. & Σ., Στείρος: Ο σεισμός του 365 μ.Χ. Από το θρύλο στην προσομοίωση The AD 365 earthquake. From legend to modelling	1417
Κουσκουνά, Β.: Ο σεισμός της (28 ^{ης} Δεκεμβρίου 1891) 9 ^{ης} Ιανουαρίου 1892 στη Λάρισα The (December 28 th , 1891) January 9 th , 1892 Larissa (Central Greece) earthquake	1425
Μητρόπουλος, Π., Notsu, K., Igarashi, G., Mori, T., Δελήμπασης, Ν. & Ν., Κακκαβάς: Μεταβολές της συγκέντρωσης ραδονίου σε υπόγεια νερά πριν από όλες τις σεισμικές δονήσεις ($M \geq 2.5$), από το Σεπτέμβριο 1998 έως τον Ιανουάριο 1999, στην περιοχή του ρήγματος της Αταλάντης Radon concentration changes in ground water prior all the earthquakes ($M \geq 2.5$) occurred from September 1998 to January 1999, in the area of Atalanti fault (Greece)	1433
Μπαλτατζής, Ε., Δελήμπασης, Ν., Valsami-Jones, E., Πυρλή, Μ. & Β., 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	1441
Μπαράκου, Θ., Δελήμπασης, Ν., Βούλγαρης, Ν. & Β., Baier: Σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά Βορείου Αιγαίου Seismotectonic features in the Northern Aegean sea	1449
Παπαδόπουλος, Γ.Α., Γκανάς, Α. & Σ., Παυλίδης: Ενόργανες και υπαίθριες παρατηρήσεις για τον 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	1457

Andreou, C., Mouslopoulou, V., Fountoulis, I. & K., Atakan: Implications of paleoseismology in seismic hazard analysis in NW Crete and Kythira strait (Greece)	1465
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	1473
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	1479
Galanis, O., Tsapanos, T., Papadopoulos, G. & A., Kiratzi: An alternative Bayesian statistics for probabilistic earthquake prediction in Mexico, Central and South America	1485
Gjika, A., Guri, S., Guri, M., Gjika, M. & E., Trifoni: The interpretation of seismic facies in the molassic deposition of Preadriatic Foredeep	1493
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	1503
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	1507
Lekkas, E.L.: Parameters of intensity distribution in the Izmit and Dazce (Turkey) earthquakes	1515
Lekkas, E.L.: The 1999 earthquake activity in Izmit, NW Turkey. An opportunity for the study of actualistic strike-slip related tectonic forms	1523
Mouslopoulou, V., Andreou, C., Atakan, K. & I., Fountoulis: Paleoseismological investigations along the Kera fault zone, Western Crete: implications for seismic hazard assessment	1531
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	1539
Papadopoulos, G.A. & A., Plessa: Historical earthquakes and tsunamis of the South Ionian Sea occurring from 1591 to 1837	1547
Papanastassiou, D.: The Konitsa, Epirus-NW Greece, July 26 (Ms=5.4) and August 5, 1996, (Ms=5.7) earthquakes sequence	1555
Papanastassiou, D., Latoussakis, J. & G., Stavrakakis: A revised catalogue of earthquakes in the broader area of Greece for the period 1950-2000	1563
Papanastassiou, D., Stavrakakis, G. & D., Makaris: Recent micro-earthquake activity at Northern Evoikos gulf, Central Greece	1567
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	1573
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	1581
Parcharidis, I. & E., Lagios: Deformation in Nisyros volcano (Greece) using differential radar interferometry	1587
Pelaez Montilla, J.A., Sanz De Galdeano, C. & C., Sipez Casado: Seismic potential of faults in the Granada basin (Betic Cordillera, Spain)	1595
Skrami, J.: Structural and neotectonic features of the periadriatic depression (Albania) detected by seismic interpretation	1601
Tsapanos, T.: The Markov model as a pattern for earthquakes recurrence in South America	1611

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	1619
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	1627
Tzanis, A.: Single-site magnetotelluric response functions using b-robust w-estimators, with an application to earthquake prediction research	1635
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	1645

ΤΟΜΟΣ 5 - VOLUME 5

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

ΤΕΧΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ - ENGINEERING GEOLOGY

Βαλαδάκη-Πλέσσα, 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)	1655
Καραπαντελάκης, Κ., Ραυτόπουλος, Σ. & Χ., Μινόπετρος: Υπόγειες κατασκευές του υδροηλεκτρικού έργου Μετσοβίτικου-εμπειρίες από το σχεδιασμό και την υλοποίησή του Underground works of the Metsovitikos hydroelectric project – experience from design and construction	1663
Κοντογιάννη, Β. & Σ., Στείρος: Γεωδαιτική μέθοδος παρακολούθησης των παραμορφώσεων σηράγγων Geodetic monitoring of tunnel deformation	1671
Κούκης, Γ., Ρόζος, Δ. & Ν., Σαμπατακάκης: Τεχνικογεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής της πόλης των Πατρών Engineering geological map of Patras city wider area, Greece	1679
Κούκης, Γ., Σαμπατακάκης, 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 Skorje (FYROM)	1697
Πυργιώτης, Α. & Γ., Κούκης: Τεχνικογεωλογικές συνθήκες στο Νομό Καρδίτσας-Κεντρική Ελλάδα Engineering geological conditions of Karditsa county – Central Greece	1707
Ρόζος, Δ. & Ε., Αποστολίδης: Αστοχίες πρηνών στην περιοχή του οικισμού Λουρδάτων Ν. Κεφαλληνίας Slope failures in Lourdata village of Kephallonia island, Greece	1715
Σακελλαρίου, Δ., Λυκούσης, Β., Ρουσάκης, Γ. & Π., Γεωργίου: Φαινόμενα ολισθήσεων σε υποθαλάσσια ενεργά ρηξιγενή πρηνή: περιοχή Παναγοπούλας, Δ. Κορινθιακός Κόλπος	

Slope failure phenomena along submarine active faulted slopes: Panagoroula area,
W. Gulf of Corinth 1723

Τσιραμπίδης, Α.: Ορυκτολογική σύσταση και φυσικά χαρακτηριστικά εδαφών Καλαμαριάς (Μακεδο-
νία)
Minerological composition and physical characteristics of soils
from Kalamaria (Macedonia) 1733

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 1741

Dragovich, D.: Condition of the Sea Wall at Farm Cove, Australia 1749

Marinos, P.G.: Tunneling in limestone terrain: the need of the knowledge
of the hydrogeological model 1755

Matova, M.: Dangerous seismotectonic situation for ancient and mediaeval monuments
in Sofia city (Bulgaria) 1765

Skias, S.G.: An engineering geological consideration of the flash flood hazard:
a systemic approach for structuring a sustainable strategy 1773

ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΑ – HYDROGEOLOGY

Αλεξόπουλος, 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 1783

Γιαννουλόπουλος, 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) 1081

Ζεληλίδης, Α. & Π., Αβραμίδης: Η ιζηματολογική και στρωματογραφική διάρθρωση της νήσου Χίου
στην κατεύθυνση επίλυσης των υπάρχοντων υδρογεωλογικών προβλημάτων
Sedimentological and stratigraphical composition of the Chios Island,
towards the solution of existing hydrogeological problems 1811

Λαμπράκης, Ν., Σταμάτης, Γ., Γιαννουλόπουλος, Π. & Α., Βοϊβόντα: Ποιότητα των υπογείων
νερών και εκτίμηση του χρόνου απορρύπανσης των υδροφόρων οριζώντων 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 1819

Μανδηλαράς, Δ. & Κ., Βουδούρης: Ισοζύγιο ύδατος και ποιότητα υπογείων νερών στον προσχωσιγε-
νή υδροφορέα της λεκάνης του Γλαύκου ποταμού (ΒΔ/κη Αχαΐα)
The groundwater balance and water quality of the alluvial aquifer
of Glafkos basin, Achaia, Greece 1827

Μαριολάκος, Η., Φουντούλης, Ι. & Δ., Θεοχάρης: Υδρευτικές ανάγκες του Νομού Αιτωλοακαρνανίας
Water supply needs of the Aetoloacarnania prefecture (Greece) 1835

- Μαριολάκος, Η., Λέκκας, Σ., Αλεξόπουλος, Α., Φουντούλης, Ι., Σπυρίδωνος, Ε., Μπαντέκας, Ι., Μαριολάκος, Δ. & Ε., Ανδρεαδάκης:** Τεχνητός εμπλουτισμός του υπογείου καρστικού υδροφορέα του Φυλλίου Όρους στην περιοχή των Φαρσάλων (Θεσσαλία)
Artificial recharge of the underground karstic aquifer of Phyllion Mt., Farsala region (Thessaly, Greece) 1843
- Μαριολάκος, Η., Λέκκας, Σ., Παπαδόπουλος, Τ., Αλεξόπουλος, Α., Φουντούλης, Ι., Αλεξόπουλος, Ι., Σπυρίδωνος, Ε., Μπαντέκας, Ι., Μαριολάκος, Δ. & Ε., Ανδρεαδάκης:** Υπεδαφική 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 1851
- Ναγκούλης, 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) 1859
- Νάστος, Π.Θ.:** Γεωγραφική κατανομή της αποτελεσματικότητας της βροχής στον Ελλαδικό χώρο
Spatial distribution of the effectiveness of rain in Greece 1869
- Νίκας, Κ., Αγγελικάκης, Ι., Βέργου, Α. & Ε., Βασιλειάδης:** Υδρογεωλογικές και γεωχημικές έρευνες στο Νομό Αχαΐας
Hydrogeological and geochemical survey in Achaia prefecture area 1875
- Παναγόπουλος, 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 1885
- Πανίλας, Σ. & Ι., Κουμαντάκης:** Ποιοτικά χαρακτηριστικά των υπογείων νερών του νοτίου τμήματος της λεκάνης Πτολεμαΐδας
Ground water quality in south field of Ptolemais basin 1893
- Περγέρης, Β., Δρακοπούλου, Ε., Βαλαδάκη-Πλέσσα, Α., Αρβανίτης, Α. & Α., Αλατζάκη:** Διερεύνηση των γεωλογικών – υδρογεωλογικών συνθηκών στον Αγ. 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 Icaria island. Suggestions for sustainable urban development – protection of the environment of the built-up area and the thermo – mineral springs (Spas) 1903
- Πεταλάς, Χ., Πανίλας, Σ., Διαμαντής, Ι. & Φ., Πλιάκας:** Υπολογισμός και αξιολόγηση των υδραυλικών παραμέτρων δύο υδροφόρων συστημάτων σε διαφορετικό ιζηματογενές περιβάλλον στη μάζα της Ροδόπης
Estimation and evaluation of hydraulic parameters of two aquifer systems formed in different sedimentary environments within the Rhodope mass 1913
- 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 1923

Σαμπατακάκης, Π., Γαϊτανάκης, Π. & Β., Ζοράπας: Υδρογεωλογικές συνθήκες και η παρουσία NO ₃ 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	1933
Σαχανίδης, Χ. & Φ., Παυλουδάκης: Έλεγχος της ποιότητας των επιφανειακών και υπογείων νερών της ευρύτερης περιοχής των ορυχείων του λιγνιτικού κέντρου Πτολεμαΐδας-Αμύνταιου Monitoring and control of the surface and ground water quality in the greater area of the mines of Ptolemais – Amynteon lignite centre	1941
Σκουλικίδης, Ν., Νικολαΐδης, 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	1951
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	1959
Σταυρόπουλος, Ξ. & Μ., Τζίμα: Διερεύνηση του μηχανισμού υφαλμύρισης των πηγών Κάτω Σουλίου Μαραθώνα Ν. Αττικής Investigation related to the salt intrusion mechanisms of Kato Souli Springs, Marathonas - Attiki	1967
Bacani, A. & M., Parika: Geology of the Zagreb aquifer system	1973
Gjoka, M., Kane, T., Gjini, A., Trifoni, E. & X., Buzi: Some hydrogeological and geothermal considerations of the Drinos-Saranda area (Southern Part of Albania).....	1981
Panagopoulos, A., Voudouris, K., Koumantakis, I. & M., Hionidi: Groundwater evolution of the Northern Corinthian region coastal aquifer system, as indicated by hydrochemistry	1991
Zacharioudakis, G., Streetly, M. & M., Fermor: Design, implementation and operation of a large scale groundwater quality monitoring network	1999

ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ – REMOTE SENSING

Βαϊόπουλος, Δ., Σκιάνης, Γ. & Β., Τσάμπος: 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	2009
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	2017
Στεφούλη, Μ.: 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	2025
Ganas, A., Lagios, E. & G., Stavrakakis: Computer techniques for imaging earthquake deformation using satellite and digital elevation models	2033

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)	2039
Parcharidis, I., Gartzos, E. & E., Psomiadis: Evaluation of remote sensing methods for the detection of hydrothermal alteration zones in Milos island (Greece)	2047
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)	2055

**9^ο 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



**ΠΡΑΚΤΙΚΑ
PROCEEDINGS**

TOMOΣ 1 - VOLUME 1
ΓΕΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ, ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ, ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ
GENERAL GEOLOGY, TECTONICS, GEOMORPHOLOGY

ΑΘΗΝΑ, ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ 2001

ΓΕΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ
GENERAL GEOLOGY

ΣΥΜΒΟΛΗ ΣΤΗ ΓΝΩΣΗ ΤΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΤΗΣ ΑΤΤΙΚΗΣ Η ΧΕΡΣΟΝΗΣΟΣ ΤΗΣ ΛΟΜΒΑΡΔΑΣ (ΖΩΣΤΗΡ)*

Α. ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ¹ & Ε. ΜΩΡΑΪΤΗ²

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην Χερσόνησο της Λομβάρδας (Ζωστήρος) Αττικής, προσδιορίστηκαν για πρώτη φορά, με την βοήθεια νανοαπολιθωμάτων, άνω-κατωπλειοκαινικής (βιοζώνη NN15, Reticulofenestra pseudoumbilica) έως κατωπλειστοκαινικής (βιοζώνη NN19, Pseudoemiliana lacunosa) ηλικίας, θαλάσσιες αποθέσεις. Οι αποθέσεις αυτές (συμπαγείς, φυλλώδεις μάργες) αποτελούν μέρος μιας λιθολογικής ποικιλίας που απαντάται στη χερσόνησο και στην οποία κυριαρχούν ακανόνιστες, διαδοχικές αποθέσεις οριζόντων βιογενών ασβεστολίθων, κροκαλοπαγών, μαργών και κόκκινων ψαμμιτών. Ένας εφελκυστικός ρηγματογόνος τεκτονισμός, που εκδηλώθηκε μετά το κάτω Πλειστόκαινο, διαμορφώνει στην περιοχή μικρά τεκτονικά κέρατα και βυθίσματα. Των εφελκυστικών τάσεων φαίνεται να προηγήθηκαν συμπιεστικές τάσεις, ανάλογης ηλικίας, οι οποίες δημιούργησαν μεσοσκοπικής κλίμακας πτυχές. Οι επιφάνειες στρώσης, τα ρήγματα και κυρίως τα συστήματα διακλάσεων ελέγχουν και διαμορφώνουν τις απόκρημνες ακτές της χερσονήσου. Οι ασυνέχειες αυτές, μαζί με την διαφορετική διάβρωση των διαφορετικής συνεκτικότητας λιθολογικών σχηματισμών, είναι υπεύθυνες για την εκδήλωση φαινομένων καταπτώσεων βράχων κατά μήκος των απόκρημνων ακτών.

ABSTRACT

In deposits of coherent, foliaceous marls, in Lomvarda's Peninsula (Attica), the biozones NN15 (Reticulofenestra Pseudoumbilica zone) till NN19 (Pseudoemiliana lacunosa zone) were determined, based on a rich calcareous nannoplankton fauna. These deposits are part of irregular alternations of reefal limestones, conglomerates, marls, and red sandstones. After the upper Pleistocene, an extensional faulting took place, created small grabbens and horsts. These events follow a compressional stage, which gave up mesoscopic folds. A numerous discontinuous (bedding planes, joints and faults) controls the shape of the coast. These discontinuities in combination with the different weathering degree of the various lithological units are responsible for the fallings rocks which take place along the steepness coast.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Αττική, Πλειόκαινο, Πλειστόκαινο, Νανοαπολιθώματα, Τεκτονική

KEY WORDS: Attica, Pliocene, Pleistocene, Calcareous nannoplankton, Tectonic

1. ΓΕΝΙΚΑ

Στην παρούσα εργασία ασχολούμεθα με τη γεωλογία της χερσονήσου της Λομβάρδας (ή Ζωστήρος) της Αττικής και δίδονται νέα στρωματογραφικά και τεκτονικά στοιχεία για τους μεταλπικούς σχηματισμούς που απαντούν στην περιοχή αυτή.

Οι γνώσεις μας για την γεωλογική δομή της Αττικής προέρχονται κυρίως από την μνημειώδη εργασία του R. Lepsius (1893) "Γεωλογία της Αττικής". Μέχρι σήμερα, οι απόψεις που έχει διατυπώσει ο Lepsius σχετικά με την γεωλογία της Αττικής, ελάχιστα έχουν διαφοροποιηθεί (Μαρίνος & Petracheck, 1956, Katsikatsos 1977, κ.α).

Σύμφωνα λοιπόν με τον Lepsius, στη γεωλογική δομή της Αττικής συμμετέχουν εκ των κάτω προς τα πάνω:

- α) το "Κρυσταλλοπαγές των ορέων απόθεμα" το οποίο περιλαμβάνει:
- ασβεστομειγείς μαρμαρυγιακούς σχιστολίθους με χαλαζιακούς φακούς (γνωστοί ως "σχιστολίθοι της Βάρης")
- δολομιτικούς και ασβεστολιθικούς σχιστολίθους (γνωστοί ως Ιδολομίτες της Πιρναρής!)
- το "Κατώτερο Μάρμαρο"
- μαρμαρυγιακούς σχιστολίθους της Καισαριανής και της συναφούς ζώνης των σχιστολίθων μετά του γρανίτου

* CONTRIBUTION TO THE KNOWLEDGE OF THE GEOLOGY OF ATTICA: THE PENINSULA OF LOMVARDA (ZOSTIR)

1. Γεωλογικό Τμήμα Παν/μίου Αθηνών, Τομέας Δυν. Τεκτ. και Εφαρμοσμένης Γεωλογίας, Πανεπιστημίοπολη, 154 87 Ζωγράφου.

2. Ι.Γ.Μ.Ε., Μεσογείων 70, 115 27 Αθήνα.

- της Πλάκας και
 - το “Ανώτερο Μάρμαρο”.
 - β) το ΙΚρητιδικόν σύστημα1 το οποίο περιλαμβάνει:
 - μάργες της κατώτερης βαθμίδας
 - την κατώτερη ασβεστολιθική βαθμίδα
 - τους αθηναϊκούς σχιστόλιθους, μέσα στους οποίους παρεμβάλλονται ασβεστόλιθοι και ασβεστολιθικές - αργιλικές μάργες και
 - την ανώτερη ασβεστολιθική βαθμίδα
 - γ) το “Τριτογενές σύστημα”, το οποίο διαχωρίζεται σε κατώτερα και ανώτερα βαθμίδα και
 - δ) τις “Τεταρτογενείς επιστρώσεις”, τις οποίες διακρίνει σε “Αλλούβιον” και “Διλούβιον”.
- Σύμφωνα με τον γεωλογικό χάρτη του Lepsius (1893), στην χερσόνησο της Λομβάρδας (ή Ζωστήρος), όπου σήμερα φιλοξενούνται εκεί οι ξενοδοχειακές εγκαταστάσεις του Αστέρρα Βουλιαγμένης, αναπτύσσεται η κατώτερη βαθμίδα του “Τριτογενούς συστήματος” η οποία, γενικά, περιλαμβάνει λιμναίες και θαλάσσιες αποθέσεις τεφρών ασβεστολίθων, μαργών, ψαμμιτών και μεγάλου πάχους κροκαλοπαγών, μειοκαινικής ηλικίας. Το Τριτογενές αυτό σύστημα αποτελεί το αντικείμενο της παρούσας εργασίας.

2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΤΗΣ ΧΕΡΣΟΝΗΣΟΥ ΤΗΣ ΛΟΜΒΑΡΔΑΣ (ΖΩΣΤΗΡΟΣ)

Οι γνώσεις μας για την γεωλογία της χερσονήσου της Λομβάρδας (Ζωστήρος) προέρχονται από τις εργασίες των Lepsius (1883) και Χαράλαμπακη (1952).

Για την περιοχή του ακρωτηρίου Ζωστήρ, ο LEPSIUS, στη μονογραφία του για την Αττική, παραθέτει μια γεωλογική τομή, στην οποία φαίνεται η επικλυσιογενής σχέση του “Τριτογενούς συστήματος” με το υποκείμενο “Κρητιδικό σύστημα”. Στην τομή αυτή, που αφορά την περιοχή που βρίσκεται στο “εσώτατο Β. κράσπεδον του κολπίσκου, μεταξύ της στενής του Ζωστήρος χερσονήσου και της Βουλιαγμένης”, διακρίνονται: α) μια σειρά που από κάτω προς τα πάνω περιλαμβάνει τεφρά κροκαλοπαγή, τεφρό ψαμμίτη, τεφρούς ασβεστόλιθους γλυκέων υδάτων και β) ερυθρά μειοκαινικά κροκαλοπαγή τα οποία καλύπτονται ασύμφωνα από πικερμικά κροκαλοπαγή.

Ο ΧΑΡΑΛΑΜΠΑΚΗΣ (1952), για την περιοχή μεταξύ των ακρωτηρίων Καβούρι και Ζωστήρ της Αττικής αναφέρει ότι η περιοχή αυτή είναι μια εκ των “νέων και μάλλον αξιόλογων εμφανίσεων του κατώτερου θαλάσσιου Πλειοκαίνου στη νοτιοδυτική ακτή της Αττικής” και διακρίνει εκ των κάτω προς τα άνω τους παρακάτω ορίζοντες:

α) κροκαλοψαμμιτοπαγές, β) άστρωτο ερυθρό ασβεστόλιθο, πλούσιο σε σιδηροξείδια και γ) πλακώδη ερυθρωπό ασβεστόλιθο.

Από την πλουσιωτάτη πανίδα που συγκέντρωσε και προσδιόρισε, κατέληξε στο συμπέρασμα ότι οι προαναφερθέντες ορίζοντες αντιπροσωπεύουν παράκτιες αποθέσεις μικρού βάθους, ηλικίας κατώτερου Πλειοκαίνου (φάση Αστίας).

Μετά από λεπτομερή γεωλογική χαρτογράφηση σε κλίμακα 1:5.000 που κάναμε στην ευρύτερη περιοχή της χερσονήσου διαπιστώσαμε ότι στη γεωλογική δομή αυτής συμμετέχουν αλπικοί και μεταλπικοί σχηματισμοί. Οι αλπικοί σχηματισμοί αντιπροσωπεύονται από: α) λευκά-γκριζόλευκα μέσο έως παχυστρωματώδη μάρμαρα, έντονα καρστικοποιημένα και β) μαρμαρυγιακούς, αργιλικούς σχιστόλιθους, μεταψαμμίτες και φυλλίτες επωθημένους επί των μαρμάρων. Οι μεταλπικοί σχηματισμοί αντιπροσωπεύονται από: α) πλειο-πλειστοκαινικές και β) σύγχρονες αποθέσεις. Η σχέση των πλειο-πλειστοκαινικών σχηματισμών με τους υποκείμενους αλπικούς σχηματισμούς είναι επικλυσιογενής.

Εντός της χερσονήσου απαντούν μόνο πλειο-πλειστοκαινικοί σχηματισμοί. Το υπόβαθρο των μεταλπικών σχηματισμών στη χερσόνησο της Λομβάρδας θα πρέπει να είναι τα λευκά μάρμαρα. Τα τελευταία αποκαλύπτονται διακόσια μέτρα πριν από την είσοδο στο Ναυτικό Όμιλο της Βουλιαγμένης. Καταλαμβάνουν μια έκταση ελάχιστων τετραγωνικών μέτρων και αποτελούν το μέσο θεμελίωσης κάποιων αρχαίων κτισμάτων που απαντούν εκεί. Όμως τόσο στο κέντρο αναψυχής “Ωκεανός” όσο και βορειότερα (περιοχή του Μεγάλου Καβουριού) το υπόβαθρο των Νεογενών είναι οι μαρμαρυγιακοί - αργιλικό σχιστόλιθοι.

Επισημαίνουμε ότι οι λιθοστρωματογραφικές περιγραφές των Lepsius και Χαράλαμπακη αφορούν συγκεκριμένα σημεία της χερσονήσου της Λομβάρδας και ως εκ τούτου οι περιγραφές αυτές δεν είναι αντιπροσωπευτικές ολόκληρης της χερσονήσου. Η επισημάνση αυτή γίνεται διότι από την λεπτομερή γεωλογική χαρτογράφηση προέκυψε ότι στην εν λόγω περιοχή απαντά μία μεγάλη ποικιλία λιθολογικών σχηματισμών που η διάταξή τους στο χώρο, εξ αιτίας του έντονου ηχηματογόνου τεκτονισμού, των πλευρικών λιθοφασικών μεταβολών και της έλλειψης επαρκών βιοστρωματογραφικών στοιχείων δεν μας επιτρέπουν να κατασκευάσουμε μια ενιαία συνθετική λιθοστρωματογραφική στήλη της περιοχής.

3. ΟΙ ΠΛΕΙΟ - ΠΛΕΙΣΤΟΚΑΙΝΙΚΕΣ ΑΠΟΘΕΣΕΙΣ ΤΗΣ ΛΟΜΒΑΡΔΑΣ

Μετά από λεπτομερή γεωλογική χαρτογράφηση σε κλίμακα 1:5.000 διαπιστώσαμε ότι, στην χερσονήσο της Λομβάρδας, εμφανίζεται μια μεγάλη ποικιλία μεταλλικών λιθολογικών σχηματισμών, στην οποία κυρίαρχη θέση κατέχουν οριζόντες βιογενών ασβεστολίθων και κροκαλοπαγών. Οι μεταλλικοί σχηματισμοί, στη παρούσα εργασία, παρουσιάζονται με τη βοήθεια πέντε λιθοστρωματογραφικών τομών οι οποίες πάρθηκαν σε διάφορες θέσεις κατά μήκος των σχετικά απόκρημνων ακτών της χερσονήσου. Οι θέσεις των τομών και οι αντίστοιχες λιθοστρωματογραφικές στήλες δίδονται στην εικόνα 1. Γενικές απόψεις των τομών αυτών δίνονται στις φωτογραφίες της εικόνας 2. Λεπτομερέστερη παρουσία γίνεται μόνο της τομής 1, από την οποία εξ άλλου προήλθαν τα νέα βιοστρωματογραφικά δεδομένα.

Η ποικιλία των μεταλλικών σχηματισμών της χερσονήσου αντανάκλα αλλαγές στα παλαιοπεριβάλλοντα απόθεσής τους τα οποία, από καθαρά θαλάσσια (παράκτια ή βαθύτερων θαλασσών) μεταπίπτουν ή εναλλάσσονται με άλλα υφάλμυρων, γλυκών υδάτων ή ακόμη και χερσαία.

Η πλέον χαρακτηριστική λιθολογική μονάδα είναι, κατά κανόνα, αυτή η οποία περιλαμβάνει άστρωτους ή παχυστρωματώδεις, βιογενείς, βιοκλαστικοί, υφαλώδεις ασβεστολίθους. Παρατηρήσαμε όμως ότι τα στρώματα που υπέρκεινται αλλά και που υπόκεινται των ασβεστολίθων αυτών διαφέρουν από θέση σε θέση. Αυτό, σε συνδυασμό με το γεγονός ότι το πάχος των ασβεστολίθων αλλού είναι μεγαλύτερο και αλλού μικρότερο, μας επιτρέπουν να υποθέσουμε ότι στην περιοχή έχουμε διαδοχικούς οριζόντες βιογενών ασβεστολίθων, οι οποίοι πλευρικά μπορούν να μεταβαίνουν σε άλλους λιθολογικούς σχηματισμούς.

Η άποψη ότι έχουμε περισσότερων του ενός οριζόντων βιογενών ασβεστολίθων τεκμαίρεται και από την σύγκριση των βιοστρωματογραφικών δεδομένων του Χαραλαμπάκη και των δικών μας. Πιο συγκεκριμένα, ο Χαραλαμπάκης με την ανεύρεση πολυάριθμης μακροπανίδας σε “άστρωτο, ερυθρό κορραλλιογενή ασβεστόλιθον” συμπεραίνει ότι πρόκειται “περί στρωμάτων ανηκόντων εις το Κατώτερον Πλειόκαινον (φάσις Αστίου)”. Εμείς σε θαλάσσια στρώματα υποκείμενα βιογενών, υφαλωδών ασβεστολίθων προσδιορίσαμε νεότερες ηλικίες (Ανώτερο Πλειόκαινο - Πλειστόκαινο). Ως εκ τούτου εικάζουμε την ύπαρξη περισσότερων του ενός οριζόντων βιογενών, άστρωτων ασβεστολίθων.

Άλλοι χαρακτηριστικοί οριζόντες, μη δυνάμενοι όμως να συσχετιστούν μεταξύ τους, είναι οι οριζόντες των κροκαλοπαγών. Το πάχος τους, η σύστασή τους και το είδος του συνδετικού υλικού διαφέρουν από θέση σε θέση τόσο κατά την κατακόρυφη όσο και κατά την οριζόντια έννοια. Τα κροκαλοπαγή άλλοτε είναι μονόμικτα άλλοτε πολύμικτα, άλλοτε έχουν κόκκινη ψαμμιτομαργαϊκή θεμελιώδη μάζα, άλλοτε είναι συνεκτικά με ανθρακικό συνδετικό υλικό και άλλοτε εναλλάσσονται με στρώματα αργιλοψαμμιτών (βλέπε τομές 2,3,4 και 5 της εικ. 1).

Τέλος άξιοι μνείας είναι: α) οι οριζόντες των κόκκινων ψαμμιτών, που απαντούν σε διάφορες θέσεις κατά μήκος των ανατολικών παραλίων της χερσονήσου β) των παχυστρωματωδών κρυσταλλικών ασβεστολίθων της ίδιας περιοχής οι οποίοι χαρακτηρίζονται από την παρουσία μαύρων ασβεστομαργαϊκών ενδιατρώσεων πάχους 2-5 εκατοστών, εμποτισμένων με μαγγανιούχα (?) διαλύματα και γ) οι πολύ νεότερες αποθέσεις στις δυτικές ακτές της χερσονήσου που αντιστοιχούν σε παλαιές θίνες και αποτελούνται από κόκκινες αμμούχες αποθέσεις.

4. ΤΑ ΝΕΑ ΒΙΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Στο νοτιοανατολικό τμήμα της χερσονήσου πάρθηκε η μια από τις πέντε λιθο-στρωματογραφικές τομές της περιοχής (τομή 1 εικόνας 1) στην οποία εκ των κάτω προς τα επάνω συναντήσαμε:

- α) εναλλαγές λευκών και κίτρινων σμυαγών, αλλά με φυλλώδη υφή, μαργών, ορατού πάχους 5 μέτρων. Ανά μέτρο περίπου πάρθηκαν τα δείγματα MB1 έως και MB4.
- β) οριζόντας συνεκτικού, ψαμμιτικού μικροκροκαλοπαγούς, πάχους 1,20 μ.
- γ) εναλλαγές φυλλωδών μαργών με πολύ λεπτά ψαμμιτικά στρωματιδία, δίκηνη στρωματολίθων, πάχους 1,10 μ.
- δ) μικρολατυποπαγής - αδρόκοκκος ψαμμιτικός οριζόντας, πάχους 20 εκατοστών.
- ε) εναλλαγές λευκών και κίτρινων φυλλωδών μαργών, που κατά θέσεις παρουσιάζουν μια σκουροπράσινη απόχρωση, πάχους 4 μέτρων. Από το μέσο και την κορυφή της εμφάνισης πάρθηκαν τα δείγματα MB5 και MB6α.
- στ) οριζόντας λεπτόκοκκου ψαμμίτη, πάχους 5 εκατοστών, ακολουθούμενος από μικροκροκαλοπαγή οριζόντα, πάχους 20 εκατοστών.
- ζ) εναλλαγές λεπτοστρωματωδών, λεπτόκοκκων ή αδρόκοκκων, ερυθρών ψαμμιτών, με πολύ λεπτά αργιλομαργαϊκά στρώματα, συνολικού πάχους 6 μέτρων. Από τα ανώτερα στρώματα πάρθηκε το δείγμα MB6.
- η) ανοιχτοκόκκινος ή γκριζοκόκκινος, συνεκτικός, ανθρακικός κατά βάση σχηματισμός, πάχους 5 περίπου

μέτρων, με κροκαλοπαγείς οριζόντες στη βάση και στην κορυφή του. Παρατηρούνται άφθονα borings και borrows, πάνω δε από τον κατώτερο κροκαλοπαγή οριζόντα απαντά ένας ερυθρός ψαμμιτομαργαϊκός, βιογενής ασβεστόλιθος με πληθώρα μακροαπολιθωμάτων, απ' όπου και το δείγμα MB7.

θ) καφεκίτρινες συμπαγείς μάργες που προς τα επάνω μεταπίπτουν σε εναλλαγές μαργών με λεπτά ψαμμιτικά στρώματα, συνολικού πάχους 2 μέτρων

ι) γκριζόλευκοι, εν μέρει κρυσταλλικοί, μεσοστρωματώδεις ασβεστόλιθοι με παρεμβολές λεπτών μαργαϊκών στρωμάτων, συνολικού πάχους τουλάχιστον πέντε μέτρων.

Μετά από κατάλληλη επεξεργασία των συλλεχθέντων δειγμάτων, στα δείγματα MB1 έως και MB5 βρέθηκε και προσδιορίστηκε πλούσια νανοχλωρίδα που σημειώνεται στον πίνακα 1.

Με βάση τους προσδιορισμούς αυτούς και σύμφωνα με τους MARTINI (1971), MULLER (1972), SCHMIDT (1973), GARTNER (1973) και STRADNER (1973), καταλήγουμε στο συμπέρασμα ότι η ηλικία των σχηματισμών του κατώτερου τμήματος της παραπάνω τομής, ξεκινά τουλάχιστον από τη βάση του ανώτερου Πλειοκαίνου (βιοζώνη NN16, *Ceratolithus rugosus*) και φτάνει μέχρι και το Κάτω Πλειστοκαινο (βιοζώνη NN19, *Pseudoemiliana lacunosa*). Καθίσταται δε προφανές ότι η ηλικία των ανώτερων μελών της τομής 1 πρέπει να είναι τουλάχιστον άνω πλειστοκαινική.

Ανάλογες ηλικίες πιστοποιήθηκαν και σε δείγματα που πάρθηκαν, σποραδικά σε διάφορα σημεία της χερσονήσου. Πιο συγκεκριμένα σε δείγμα από μάργες στο σημείο Α της εικ. 1, προσδιορίστηκαν: *Reticulofenestra pseudoumbilica* GARTNER, *Sphenolithus abies* DEFLANDRE, *Coccolithus* sp., *Ceratolithus tricorniculatus* GARTNER και *Discoaster asymmetricus* GARTNER που δίδουν ηλικία άνω κατώτερο Πλειόκαινο (βιοζώνη NN15, *Reticulofenestra pseudoumbilica*).

Στο σημείο Β (εικ. 1) προσδιορίστηκαν: *Reticulofenestra pseudoumbilica* GARTNER, *Discoaster surculus* MARTINI & BRAMLETTE, *Discoaster brouweri* TAN SIN HOK, *Discoaster pentaradiatus* TAN SIN HOK, *Discoaster asymmetricus* GARTNER, *Discoaster variabilis* MARTINI & BRAMLETTE και *Ceratolithus rugosus* KAMPTNER, που χρονολογούν την βάση του ανώτερου Πλειοκαίνου (βιοζώνη NN16, *Ceratolithus rugosus*)

Τέλος στο σημείο Γ(εικ. 1) προσδιορίστηκαν: *Reticulofenestra pseudoumbilica* GARTNER, *Discoaster surculus* MARTINI & BRAMLETTE, *Discoaster brouweri* TAN SIN HOK, *Discoaster variabilis* MARTINI & BRAMLETTE και *Ceratolithus rugosus* KAMPTNER, που επίσης προσδιορίζουν τη βάση του ανώτερου Πλειοκαίνου (βιοζώνη NN16, *Ceratolithus rugosus*, Raffi et al, 1981, 1993, 1995, Okada et al, 1980).

Πίνακας 1.: Το προσδιορισθέν νανοπλαγκτόν στην τομή 1

Μικροπανίδα	Κωδικός δείγματος				
	MB1	MB2	MB3	MB4	MB5
<i>Cyclococcolithus macintyreii</i> BUKRY & BRAMLETTE	*	*	*		
<i>Coccolithus pelagicus</i> (WALLICH) SCHILLER	*				*
<i>Discoaster brouweri</i> TAN SIN HOK	*	*	*		
<i>Discoaster surculus</i> MARTINI & BRAMLETTE	*	*		*	
<i>Discoaster pentaradiatus</i> TAN SIN HOK	*			*	
<i>Braarudosphaera bigelowi</i> GRAN & BRAMLETTE		*			
<i>Discoaster triradiatus</i> TAN SIN HOK		*			
<i>Pseudoemiliana lacunosa</i> KAMPTNER			*	*	
<i>Cephyrocapsa oceanica</i> KAMPTNER			*		*
Βιοζώνη	NN16	NN16	NN19	NN19	NN19?

5. ΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ

Μεγάλος αριθμός ρηγμάτων κατατέμνει την περιοχή της χερσονήσου της Λομβάρδας. Τα σημαντικότερα από τα ρήγματα είναι σημειωμένα στο χάρτη της εικόνας 1. Οι διευθύνσεις των ρηγμάτων ποικιλούν. Επικρατούν τα ρήγματα ΒΔ-ΝΑ και ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης. Παρατηρούνται όμως και ρήγματα που αναπτύσσονται κατά μήκος των διευθύνσεων Β-Ν και Α-Δ. Ανάλογες είναι και οι διευθύνσεις των συστημάτων διακλάσεων, τα οποία εκφράζονται καλύτερα στους ανθρακικούς οριζόντες. Σε πολλά σημεία παρατηρούνται χαινουσες διακλάσεις το άνοιγμα των οποίων φτάνει και τα 30 εκατοστά (Φωτ. 6, εικόνας 2) και είναι πληρωμένες με ερυθρό αργιλικό υλικό ή με πολύμικτα λατυποπαγή.

Όλα τα παρατηρηθέντα ρήγματα είναι κανονικά. Σε ορισμένα από αυτά παρατηρείται και χαρακτηριστική πάρελξη που επιβεβαιώνει τον κανονικό χαρακτήρα των ρηγμάτων (Φωτ. 2, εικόνας 2).

Η διαμόρφωση των σημερινών, απόκρημνων ακτών ελέγχεται κατά κύριο λόγο από τις τεκτονικές αυτές ασυνέχειες (ρήγματα και διακλάσεις). Επί πλέον τα συστήματα των διακλάσεων των ανθρακικών οριζόντων, σε συνδυασμό με τον διαφορετικό βαθμό αποσάθρωσης των υποκείμενων, κατά περίπτωση, μαργών, εύθριπτων ψαμμιτών ή κροκαλοπαγών, είναι υπεύθυνα για την εκδήλωση φαινομένων καταπτώσεως βράχων που παρατηρούνται σχεδόν σε όλο το μήκος των απότομων ακτών της χερσονήσου (Φωτ. 1, 3, 4, και 7 εικόνας 2). Η εκδήλωση των καταπτώσεων ενισχύεται και από την δράση των κυμάτων.

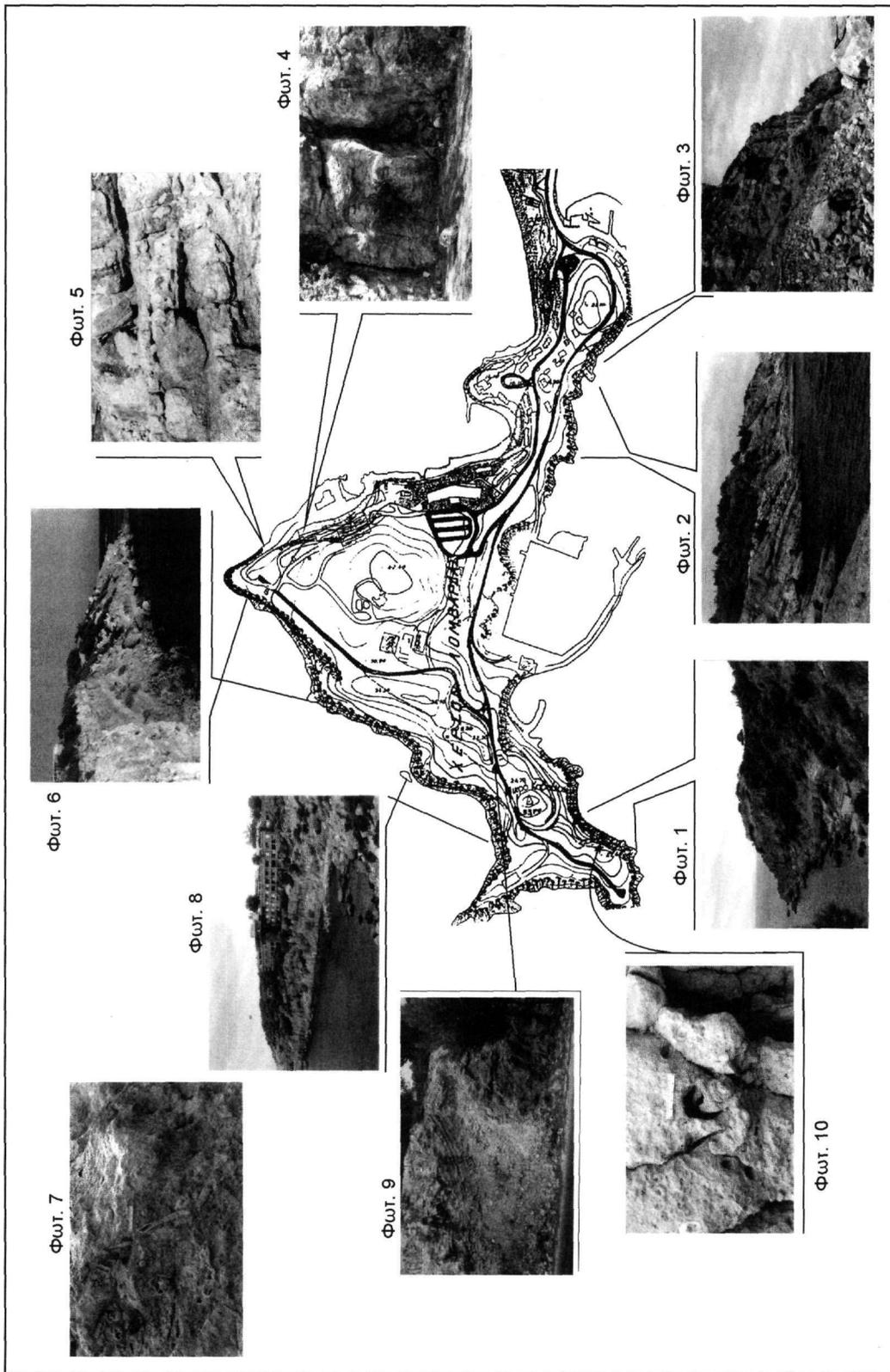
Εξ αιτίας των ρηγμάτων δημιουργούνται μικρά τεκτονικά κέρατα και τεκτονικά βυθίσματα τα οποία, όπως προαναφέραμε, σε συνδυασμό με την δόμηση της περιοχής, τις πλευρικές λιθοφασικές μεταβάσεις και την έλλειψη βιοστρωματογραφικών δεδομένων, καθιστούν δυσχερή την παρακολούθηση της συνέχειας των διαφόρων γεωλογικών σχηματισμών και κατά συνέπεια, την κατασκευή μιας ενιαίας συνθετικής λιθοστρωματογραφικής στήλης της περιοχής.

Έκτός από τα προαναφερθέντα ρήγματα, σε αρκετές θέσεις και ιδιαίτερα εκεί που εμφανίζονται οι μάργες, παρατηρούνται πολλά μικρά, κανονικά, συνιζηματογενή ρήγματα.

Τέλος σε δυο θέσεις παρατηρήθηκαν μεσοσκοπικής κλίμακας πτυχές, με σχεδόν οριζόντιο άξονα πτυχής και ΒΑ-ΝΔ προσανατολισμό.

6. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

- α. Τα μεταλλικά ιζήματα που αναπτύσσονται στη χερσόνησο της Λομβάρδας Αττικής (Ζωστήρος), αντιπροσωπεύονται από μια ποικιλία εναλλασσόμενων λιθολογιών που περιλαμβάνει βιογενείς ή κρυσταλλικούς ασβεστολίθους, κιτρινόχρους μάργες ή εναλλαγές μαργών με ψαμμίτες, κροκαλοπαγή, (πολύμικτα ή μονόμικτα) και κόκκινους ψαμμίτες. Η ποικιλία αυτή αντανακλά και χωροχρονικές μεταβολές στις συνθήκες δημιουργία τους.
- β. Η ηλικία των σχηματισμών αυτών ξεκινά από το ανώτερο Κάτω Πλειόκαινο (βιοζώνη NN15, *Reticulofenestra pseudoumbilica*) και φτάνει τουλάχιστον μέχρι το Κάτω Πλειστόκαινο (βιοζώνη NN19, *Pseudoemiliana lacunose*). Θαλάσσιες αποθέσεις αυτής της περιόδου για πρώτη φορά αναφέρονται στη νοτιοανατολική Αττική.
- γ. Η παρουσία πολυάριθμων κανονικών ρηγμάτων, που κατά θέσεις διαμορφώνουν μικρά τεκτονικά κέρατα και βυθίσματα, συνδέεται με την επικράτηση, μετά το Πλειστόκαινο, εφελκυστικών τάσεων στην περιοχή. Φαίνεται να είχαν προηγηθεί συμπιεστικές τάσεις οι οποίες δημιούργησαν μεσοσκοπικής κλίμακας πτυχές.
- δ. Οι διάφορες ασυνέχειες (επιφάνειες στρώσης, διακλάσεις και ρήγματα), ελέγχουν και διαμορφώνουν τις απότομες ακτές της χερσονήσου.
- ε. Ο κερματισμός των συμπαγών οριζόντων (ασβεστολίθων, κροκαλοπαγών, ψαμμιτών) και η διάβρωση χαλαρότερων υποκείμενων σχηματισμών είναι υπεύθυνες για την εκδήλωση κατολισθητικών φαινομένων, με τη μορφή καταπτώσεων βράχων, σε όλο σχεδόν το μήκος των απόκρημνων ακτών της χερσονήσου.
- στ. Κρίνεται αναγκαία η συστηματικότερη μελέτη της περιοχής από την οποία αναμένεται να προκύψουν ενδιαφέροντα βιοστρωματογραφικά και άλλα στοιχεία που θα βοηθήσουν στην κατανόηση της γεωλογικής εξέλιξης της περιοχής αλλά και της Αττικής γενικότερα.



Εικ. 2: Πανοραμικές φωτογραφίες και λεπτομέρειες από τις λιθολογικές ακολουθίες της χερσονήσου της Λομβάρδας
 Fig. 2: Panoramic views and details from the lithological successions and landscape in Lomvarda's Peninsula

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- GARTNER, S., J. (1973). Absolute chronology of the Late Neogene calcareous nannofossil succession in the Equatorial Pacific: *Geol. Soc. Am. Bull.*, v.84, p. 2021-2034.
- KATSIKATSOS, G. (1977). La structure tectonique d'Attique et de l'île d'Eubée. *Vith Coll. on the Geol. of the Aegean Reg.*, Athens 1977, (IGME Publ.), Proceedings V.1, 211-228.
- LEPSIUS, R. (1893). *Geologie von Attika. Ein Beitrag zur Lehre vom Metamorphismus der Gesteine.* 196S, Berlin 1893 & μετάφραση Γ. Βουγιούκα, Βιβλιοθήκη Μαρσαλή, 592σ., Αθήνα 1906.
- ΜΑΡΙΝΟΣ, Γ. & PETRACHEC, W. (1956). Λαύριον. *Γεωλ. Γεωφ. Μελ.*, IV/1, 247σ.
- MARTINI, E. (1971). Standar Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation: *Second Plank. Conf. Proc.*, Roma 1970, v.2, p.739-785.
- MULLER, C. (1972). Kalkiges Nannoplankton aus Tiefseekernen des Ionischen Meers: "Meteor" Forschungsergebnisse, Reihe C, v.10, p. 75-95.
- RAFFI, I., FLORES, J.-A. (1995). Pleistocene through Miocene calcareous nannofossils from eastern Equatorial Pacific Ocean. In: Pisias, N. G. Mayer, L. A., Janecek, T.R., Palmer-Julson, A & van Andel, T. H. (eds), *Proceedings of the O.D.P., Sci. Results*, 138: 233-286: College Station, Tx (Ocean Drilling Program).
- RAFFI, I., RIO, D. (1981). *Coccolithus pelagicus* (Wallich): a paleotemperature indicator in the late Pliocene Mediterranean deep sea record. In: Wezel, F.C. (ed.), "Sedimentary Basins of Mediterranean Margins": 187-190; C.N.R. Italian Project of Oceanography, Tectoprint, Bologna.
- RAFFI, I., BACKMAN, J., RIO, D., SHACKLETON, N.J. (1983): Plio-Pleistocene nannofossil biostratigraphy and calibration to oxygen isotope stratigraphy from Deep Sea Drilling Project Site 607 and Ocean Drilling Program Site 677. *Paleoceanography*, 8 (3): 387-408; American Geophysical Union.
- OKADA, H., BUKRY, D. (1980). Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973, 1975). *Mar. Micropaleontol.*, 5 (3): 321-325; Amsterdam.
- SCHMIDT, R., R. (1973). A calcareous nannoplankton zonation for Upper Miocene-Pliocene deposits from the southern Aegean area, with a comparison to Mediterranean stratotype localities: *Kon. Ned. Akad. Wetensch. Proc. Ser. B*, v. 76, p. 288-309.
- STRADNER, H. (1973). Catalogue of calcareous nannoplankton from sediments of Neogene age in the eastern North Atlantic and Mediterranean Sea. In Ryan, W. B. F., Hsu K. J., et al., *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 13*; Wasington (U.S. Government Printing Office), p. 1137-1199.
- ΧΑΡΑΛΑΜΠΙΑΚΗΣ, Σ. (1952). Συμβολή εις την γνώσιν του Νεογενούς της Αττικής. *Annales Geologiques des Pays Helleniques*, 1e Serie, T. IV., p. 100-140.

ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ ΚΑΙ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΩΝ ΝΗΣΩΝ ΚΕΦΑΛΛΟΝΙΑΣ ΚΑΙ ΙΘΑΚΗΣ*

Ε. ΛΕΚΚΑΣ¹, Γ. ΔΑΝΑΜΟΣ¹, Γ. ΜΑΥΡΙΚΑΣ¹

ΣΥΝΟΨΗ

Περιγράφονται οι γεωλογικοί σχηματισμοί και οι χαρακτηρισές φάσεων των ιζημάτων που συμμετέχουν στη γεωλογική δομή των νήσων Κεφαλλονιάς και Ιθάκης. Περιγράφεται επίσης ο τεκτονικός ιστός και ιδιαίτερα ο ρηξιγενής και με βάση τα γεωμετρικά και κινηματικά στοιχεία των ρηγμάτων επιχειρείται η διάκριση των νεοτεκτονικών ενότητων των νήσων. Τέλος, με βάση τα γεωμετρικά και τα κινηματικά στοιχεία των τεκτονικών ασυνεχειών (ρηγμάτων, επιπλεύσεων) περιγράφονται τα κύρια στάδια της τεκτονικής εξέλιξης της Κεφαλλονιάς και της Ιθάκης κατά την Πλειοστεταρογενή περίοδο.

ABSTRACT

This paper deals with the geological formations and the facies of the sediments that appear in Kefallonia and Ithaki islands. Kefallonia is built by formations that belong to the units of Paxos and Ionian while Ithaki is mainly dominated by carbonate sediments of Ionian unit. Furthermore, younger formations lay unconformably upon the previous alpine formations while both in Kefallonia and Ithaki islands a lower marine and an upper continental sequence are observed. The structure of Kefallonia and Ithaki islands is the result of a string of successive tectonic compressional episodes, among which extensional episodes that hosted gravitational movements have taken place. These tectonic compressional episodes are characterised by reverse faults, thrusts and folds while structures due to gravity correspond to faults with normal or oblique-normal offset. Strike slip faults are also present. On both sides of fault surfaces, block movements are responsible for shoreline uplift or submergence, remarkable incision on upthrown blocks, deflection of drainage network, and so on. Each block is particularly described below. Based on the geometric and kinematic data of tectonic discontinuities, the main stages of Kefallonia and Ithaki islands tectonic evolution are presented from the Up.Miocene – L.Pliocene until the Present.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: ρηξιγενής ιστός, νεοτεκτονικές ενότητες, κινηματική ανάλυση, νεοτεκτονική εξέλιξη

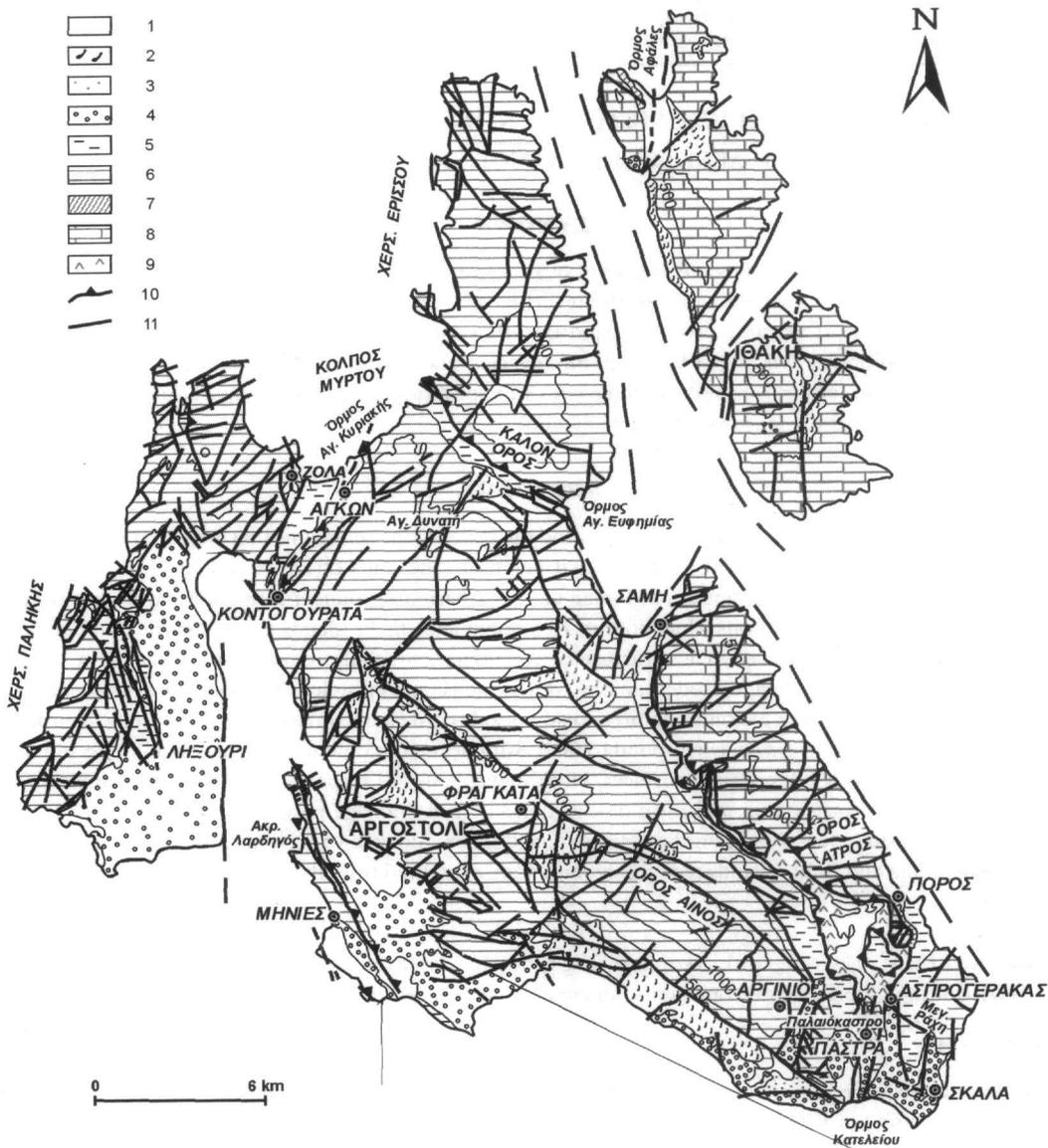
KEY WORDS: fault fabric, neotectonic units, kinematic analysis, neotectonic evolution

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Με την παρούσα εργασία επιχειρείται η συνολική παρουσίαση της γεωλογικής – τεκτονικής δομής των νήσων Κεφαλλονιάς και Ιθάκης, δεδομένου ότι μέχρι σήμερα δεν έχει υπάρξει ανάλογη προσπάθεια και οι υφιστάμενες εργασίες, είτε αναφέρονται αποσπασματικά σε τμήματα των νήσων, είτε περιορίζονται σε εξειδικευμένα αντικείμενα (DREMEL 1968, BRAUNE et al. 1973, HEIMANN 1977, ΝΙΚΟΛΑΟΥ 1983, CIVITELLI et al. 1987, UNDERHILL 1985, 1989). Καταβάλλεται επίσης προσπάθεια να καθοριστούν οι επιμέρους νεοτεκτονικές ενότητες των νήσων (ρηξιτεμάχη) και να περιγραφεί η νεοτεκτονική εξέλιξη. Τα δεδομένα που έχουν προκύψει, τόσο από εργαστηριακά στοιχεία, όσο και από εργασία υπαίθρου, η οποία περιελάμβανε γεωλογική χαρτογράφηση σε κλίμακα 1:50.000 και μετρήσεις τεκτονικών στοιχείων, παρουσιάζονται σε γεωλογικό χάρτη σε ομίχρωση (Εικ. 1), στον οποίο έχει δοθεί ιδιαίτερη προσοχή στην διάκριση των σχηματισμών και των τεκτονικών μορφών που χαρακτηρίζουν την τεκτονική – νεοτεκτονική δομή.

* GEOLOGICAL STRUCTURE AND EVOLUTION OF KEFALLONIA AND ITHAKI ISLANDS

1. Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστημιούπολη, 15784 Αθήνα



Εικ. 1. Γεωλογικός - νεοτεκτονικός χάρτης νήσων Κεφαλλονιάς και Ιθάκης (1. Σύγχρονοι αλλουβιακοί σχηματισμοί και μεσοπαγετώδεις αποθέσεις Μέσου Πλειστοκαίνου, 2. Κορήματα και λατυποπαγή κλιτύων Μέσου Πλειστοκαίνου, 3. Θαλάσσιοι αβεσπαρενίτες Μέσου Πλειστοκαίνου, 4. Κλαστικοί σχηματισμοί Πλειοκαλάβριας σειράς, 5. Αργιλοκλαστική σειρά Μέσου Μειοκαίνου - Κατωτέρου Πλειοκαίνου, 6. Ανθρακικά ιζημάτα νηριτικά και κατά θέσεις πελαγικά Τριαδικού - Μέσου Μειοκαίνου, 7. Φλύσσης Ιονίου ενότητας, 8. Παχυστρωματώδεις αβεστολίθοι και ερυθροί κονδυλώδεις αβεστολίθοι Ιουραϊκού - Κρητιδικού, 9. Εβατοριτική σειρά Τριαδικού, 10. Επώθηση - Εφίπνευση, 11. Ρήγμα).

Fig. 1 Geological - neotectonic map of Kefallonia and Ithaki islands (1. Recent alluvials and interglacial Middle Pleistocene deposits, 2. Scree and Middle Pleistocene slope breccia, 3. Middle Pleistocene marine calcarenites, 4. Pliocalabrian clastic formations, 5. Middle Miocene - Lower Pliocene clay-clastic succession, 6. Triassic - Middle Miocene carbonate neritic and locally pelagic sediments, 7. Ionian unit flysch, 8. Jurassic - Cretaceous thickly

bedded and red nodular limestones, 9. Triassic evaporates, 10. Thrust, 11. Fault). (BP Co. 1971, modified).

2. ΟΙ ΓΕΩΛΟΓΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ ΤΩΝ ΝΗΣΩΝ ΚΕΦΑΛΛΟΝΙΑΣ ΚΑΙ ΙΘΑΚΗΣ

Στη γεωλογική δομή των νήσων Κεφαλλονιάς και Ιθάκης λαμβάνουν μέρος αλπικοί σχηματισμοί, καθώς και νεότεροι πλειοτεταρτογενείς (μεταλπικοί) σχηματισμοί, οι οποίοι επικάθονται ασύμφωνα στους πρώτους (ΓΕΩΡΓΙΑΔΟΥ-ΔΙΚΑΙΟΥΛΙΑ 1965, BP Co. 1971, BP Co. et al. 1985, ΣΤΑΥΡΟΠΟΥΛΟΣ 1991).

Αλπικοί σχηματισμοί

Οι αλπικοί σχηματισμοί ανήκουν στις δύο πιο εξωτερικές ενότητες των Ελληνίδων, την ενότητα Παξών, η οποία καταλαμβάνει το μεγαλύτερο τμήμα της Κεφαλλονιάς και είναι η σχετικά αυτόχθονη και την Ιόνια ενότητα, η οποία δομεί το νοτιο-ανατολικό τμήμα της νήσου και ολόκληρη την νήσο Ιθάκη, είναι δε επωθημένη πάνω στην προηγούμενη.

Ενότητα Παξών

Στην Κεφαλλονιά εμφανίζονται τα ανώτερα μέλη της ανθρακικής σειράς που αντιστοιχούν στην περίοδο Ανώτερο Ιουρασικό – Κατώτερο Μειόκαινο, καθώς και η αργιλοκλαστική φλυσιχική σειρά που αποτελεί κανονική συνέχεια της προηγούμενης και αντιστοιχεί στο διάστημα Μέσο Μειόκαινο – Κατώτερο Πλειόκαινο (BP Co., 1971).

Ανθρακική σειρά. Η ανθρακική σειρά παρουσιάζει μια έντονη διαφοροποίηση στους ιζηματογενείς της χαρακτήρες κατά τη διάρκεια του Κρητιδικού, η οποία υποχωρεί κατά το Τριτογενές. Ειδικότερα παρατηρούνται:

- Στη χερσόνησο της Παληκής και στη χερσόνησο του Αργοστολίου χαρακτηριστικές φάσεις μιας ιδιαίτερα ρηχής νηριτικής παραμένουσας πλατφόρμας. Το πάχος των ιζημάτων ξεπερνά τα 1000 m για το Άνω Κρητιδικό – Παλαιόκαινο αντιστοιχούν δε σε λευκούς εστρωμένους ασβεστόλιθους, δολομιτικούς ασβεστόλιθους, δολομίτες αποσαθρωμένους με όψη κιμωλίας και ίχνη ανάδυσης και βιογενείς-βιοκλαστικούς περιουφλώδεις ασβεστόλιθους.
- Στο κεντρικό τμήμα της νήσου, φάσεις επίσης ρηχές, αλλά και βαθύτερες που χαρακτηρίζουν το περιθώριο μιας βραχύβιας κρητιδικής πλατφόρμας με πάχος ιζημάτων πάνω από 1000m μόνο για το Άνω Κρητιδικό. Νηριτικοί ασβεστόλιθοι, βιοκλαστικοί και μικριτικοί ακολουθούμενοι από λευκούς μικριτικούς και δολομιτικούς ασβεστόλιθους μεσο-ανωπαλιροσιακής πλατφόρμας με ίχνη ανάδυσης και με ενδιαστρώσεις βιοκλαστικών οριζόντων με ρουδιστής και οριζόντων με γαστερόποδα (BP Co., 1971).
- Στην περιοχή της χερσονήσου της Ερισσού και του όρους Καλού, στους βορειοδυτικούς πρόποδες της Αγίας Δυνατής και στις δυτικές προσβάσεις του Αίνου φάσεις κυρίως του περιθωρίου, της κλιτύς και του πυθμένα μιας λεκάνης, δηλαδή στο μεγαλύτερο τους μέρος πελαγικές με συνολικό πάχος που ξεπερνά τα 1000 m για το Ανώτερο Ιουρασικό – Άλβιο. Αντιπροσωπεύονται από εστρωμένους δολομίτες, ασβεστόλιθους και πυριτολίθους. Οι τελευταίοι μεταλύτουν κατά τη διάρκεια του Αλβίου σε βιοκλαστικούς - λατυποπαγείς ασβεστόλιθους κλιτύς, ενώ πλευρικά αναπτύσσονται βιοκλαστικοί περιουφλώδεις και μικριτικοί ασβεστόλιθοι ρηχής πλατφόρμας. Από το Τουρώνιο μέχρι το Ηώκαινο αναπτύσσονται έως και 600 m πελαγικοί λατυποπαγείς και τουρβιδιτικοί ασβεστόλιθοι κλιτύς. Ο πελαγικός χαρακτήρας των ιζημάτων ενισχύεται κατά το Ανώτερο Ηώκαινο – Ολιγόκαινο (BP Co., 1971).

Αργιλο-κλαστική φλυσιχική σειρά. Αποτελεί την κανονική εξέλιξη της κυρίως ανθρακικής σειράς με πάχος που ανέρχεται σε μερικές εκατοντάδες μέτρα. Συμμετέχουν κυρίως μάργες με ενδιαστρώσεις ψαμιτών, αργίλων, ολιγόμεικτων λατυποπαγών και κροκαλοπαγών. Η σειρά εμφανίζεται στη χερσόνησο Παληκής, στην περιοχή κόλπου Αργοστολίου και όρμου Κατελειού. Ηλικία Λάγγιο – Μεσσήνιο (BP Co., 1971).

Ιόνιος Ενότητα

Από το σύνολο των στρωματογραφικών οριζόντων της σειράς στη δομή των δύο νήσων συμμετέχουν μόνο οι οριζόντες της μεσοζωικής ανθρακικής σειράς. Οι παλαιότεροι σχηματισμοί της ενότητας είναι τριαδικό εβαπορίτες, υπολειμματικά άστρωτα λατυποπαγή ασβεστόλιθων και δολομιτών και άργιλοι διάλυσης. Πάνω από αυτούς αναπτύσσεται μια ανθρακική σειρά που περιλαμβάνει δολομίτες, φινκώδεις ασβεστόλιθους και ασβεστόλιθους με πυριτολίθους στην κορυφή αντιστοιχώντας των νηριτικών «ασβεστόλιθων Παντοκράτορα». Ηλικία Αν. Τριαδικό – Μέσο Λιάσιο (BP Co., 1971). Ακολουθούν φάσεις “Ammonitico rosso” από ασβεστοσχίστες και ερυθρούς ασβεστόλιθους με αμμωνίτες του Τοαρσίου, ασβεστόλιθοι με πυριτολίθους και σχιστόλι-

θοι με Ποσειδώνιες του Δογγερίου και τέλος ασβεστόλιθοι με ή χωρίς πυριτιολίθους, πελαγικοί οι οποίοι γίνονται λατυποπαγείς προς την κορυφή της σειράς, ηλικίας Κρητιδικού (BP Co. 1971, RENZ 1955). Σχηματισμοί νεότεροι του Μεσοζωϊκού ίσως να υπάρχουν με τη μορφή τεκτονικών ρακών (ΝΙΚΟΛΑΟΥ, 1983). Στη νήσο Ιθάκη αναπτύσσεται κυρίως η ανθρακική σειρά της Ιονίου ενότητας ηλικίας Ιουρασικού – Κρητιδικού.

Μεταλλικοί σχηματισμοί

Η ασύμφωνη τοποθέτησή τους πάνω στους αλπικούς αποτελεί και το μόνο κριτήριο προκειμένου να χαρακτηρισθούν ως «μεταλλικοί σχηματισμοί». Διακρίνεται μια κατώτερη σειρά θαλάσσιων ιζημάτων ηλικίας Κατώτερου Πλειοκαίνου – Κατώτερου Πλειστοκαίνου (ΓΕΩΡΓΙΑΔΟΥ-ΔΙΚΑΙΟΥΛΙΑ, 1965) και μια ανώτερη σειρά αποθέσεων ηπειρωτικού κυρίως χαρακτήρα, οι οποίες είναι ασύμφωνα τοποθετημένες πάνω στις προηγούμενες (Μέσο, Ανώτερο Πλειστόκαινο – Ολόκαινο) (BP Co. 1971, SOREL 1976, UNDERHILL 1985, 1989, κ.ά.).

Πλειο-Καλάβρια σειρά. Πρόκειται για μια θαλάσσια σειρά που αναπτύσσεται επικλυσίγενώς επί των σχηματισμών της ενότητας Παξών. Το πλάτος εμφάνισης κυμαίνεται μεταξύ 2 και 10 km περίπου, ενώ το πάχος της μεταξύ 200 και 500 m. Η σειρά αυτή περιλαμβάνει στη βάση της (Κατ. Πλειόκαινο) ορίζοντες ολιγόμικτων κροκαλοπαγών και λατυποπαγών, συμφρυματοπαγών ασβεστολίθων και συμπαγών ασβεσταρενιτών, στο ενδιάμεσο τμήμα της, ηλικίας Μέσου – Ανώτερου Πλειοκαίνου, κνανές και κίτρινες μάργες με ιλυολίθους, ενδιάστρωσεις ψαμμιτών, ασβεστολιθικών άμμων, κροκαλοπαγών και στο ανώτερο τμήμα της, ηλικίας Κατ. Πλειστοκαίνου – Καλαβρίου, επίσης μάργες μέσα στις οποίες παρεμβάλλονται ενδιάστρωσεις ασβεστολιθικών άμμων και στη συνέχεια χονδρόκοκκοι ασβεσταρενίτες απόσυρσης (BP Co., 1971).

Σχηματισμοί Μέσου-Ανώτερου Πλειστόκαινου - Ολόκαινου. Εμφανίζονται κυρίως στη χερσόνησο του Αργοστολίου - αεροδρομίου. Πρόκειται για σχηματισμούς ηπειρωτικού, σπάνια θαλάσσιου χαρακτήρα. Διακρίνονται:

- ♦ Λατυποπαγή πλαγιές. Στις πλαγιές του βυθίσματος μεταξύ των χωριών Αγκώνα-Κοντογουράτα και Ζόλα καθώς και στον όρμο της Αγίας Κυριακής αναπτύσσονται, ασύμφωνα πάνω στις μειοκαινικές μάργες, λατυποπαγή του Μινδέλιου, που τα κατώτερα τους μέλη περικλείουν ασβεστολιθικά τεμάχια μέσα σε ένα κόκκινο ασβεστολιθικό ή ασβεστιτικό τοιμέντο.
- ♦ Θαλάσσιοι ασβεστοαρενίτες. Εμφανίζονται σε πολλές παράκτιες κυρίως περιοχές του νησιού με τη μορφή μικρού πάχους θαλάσσιων ασβεστοαρενιτών επίκλυσης με διασταυρωμένες στρώσεις και κατά τόπους βασικό κροκαλοπαγές. Η ηλικία τους είναι Παλαιο-Μιλάτσια (Μέσο Πλειστόκαινο) (UNDERHILL, 1989).
- ♦ Μεσοπαγετώδεις αποθέσεις Μινδέλιου-Ρήσιου. Πρόκειται για προϊόντα καρστικοποίησης και εξαλλοίωσης ασβεστολίθων που εμφανίζονται με τη μορφή αργίλων απαοσέτωσης μέσα σε ολίνες (UNDERHILL, 1989).
- ♦ Κώνοι προσχώσεων Ρήσιου. Τυπικές αποθέσεις παγετώδους περιόδου, περιόδου ρηξιστασίας, που αποτίθενται λόγω διάβρωσης στους πρόποδες των πλαγιών. Η βάση αυτών των κώνων αποτελείται από κόκκινες αργίλεις με πυρίτιο και τεμάχια των υποκείμενων εξαλλοιωμένων θαλάσσιων ασβεστοαρενιτών (UNDERHILL, 1989).
- ♦ Σύγχρονοι σχηματισμοί. Βρίσκονται διάσπαρτοι σε πολλά σημεία του νησιού. Στην περιοχή του αεροδρομίου και ΔΝΔ της Σκάλας απαντούν μικρού πάχους κόκκινοι αργιλικό άμμοι ηπειρωτικής προέλευσης καθώς και παράκτια κροκαλοπαγή και κόκκινες ασβεστολιθικές κρούστες, που είναι πιθανώς Βούρμας ηλικίας. Στους δυτικούς πρόποδες του Αίνου εμφανίζονται με τη μορφή πλευρικών κορημάτων και κώνων προσχώσεων χειμάρων.

3. ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΩΝ ΝΗΣΩΝ ΚΕΦΑΛΛΟΝΙΑΣ - ΙΘΑΚΗΣ

Η δομή των νήσων Κεφαλλονιάς και Ιθάκης είναι αποτέλεσμα της επίδρασης μιας σειράς διαδοχικών τεκτονικών παραμορφωτικών επεισοδίων κυρίως συμπίεστικού χαρακτήρα, τα οποία όμως έχουν διακοπεί από περιόδους κατά τις οποίες παρατηρείται μια αποσυμπίεση των πετρωμάτων και επίδραση της βαρύτητας, φαινόμενα που αντιστοιχούν σε ένα καθεστώς εφελκυσμού.

Οι κύριες τεκτονικές μορφές που δημιουργήθηκαν κατά τη φάση της αλπικής παραμόρφωσης των νήσων, συνδέονται γενετικά με την τοποθέτηση του καλύμματος της Ιόνιας ενότητας πάνω στην ενότητα Παξών κατά το Κατώτερο Πλειόκαινο και είναι: (i) ανάστροφα ρήγματα με διεύθυνση είτε ΒΔ-ΝΑ, είτε ΝΔ-ΒΑ και ανοικτές πτυχές με άξονες που παρουσιάζουν ίδιο προσανατολισμό μέσα στην ενότητα Παξών, τα οποία θεωρούνται ως παλαιότερες συνιζηματογενείς τεκτονικές δομές που κατά την περίοδο της ιζηματογένεσης καθόριζαν τις διάφορες παλαιογεωγραφικές περιοχές της Προαπούλιας πλατφόρμας. Σε ορισμένα από αυτά τα ρήγματα

(ρήγμα Αγίας Ευφημίας ΝΔ του όρους Καλό, ρήγμα Αίνου) παρατηρείται και μια οριζόντια συνιστώσα κίνησης εκτός από την αμιγώς επιπλευτική, (ii) επιπλεύσεις, αντίκλινα επίπλευσης και αντικλινικά δίδυμα επίπλευσης με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ και (iii) ρήγματα βαρύτητας με διευθύνσεις ΒΑ-ΝΔ και Α-Δ μέσα στην Ιόνια ενότητα. Αξονικά επίπεδα πτυχών και επιπλεύσεις είναι παράλληλα με την κύρια τεκτονική επιφάνεια επώθησης της Ιόνιας ενότητας πάνω στην ενότητα Παξών. Στις προηγούμενες τεκτονικές μορφές του Κατ. Πλειοκαίνου προστίθενται στη συνέχεια οι νεώτερες μορφές (δομές) που συνδέονται με τα παραμορφωτικά επεισόδια του Πλειο-Πλειστοκαίνου (νεοτεκτονικές μορφές).

Οι νεοτεκτονικές μορφές αντιπροσωπεύονται κυρίως από τα ρήγματα, τα οποία τέμνουν ή οριοθετούν όλους ανεξαιρέτως τους γεωλογικούς σχηματισμούς και τα ρηξιτεμάχη της νήσου. Πρόκειται για μια μεγάλη ποικιλία ρηγμάτων με άλμα από μερικά μέτρα έως μερικές δεκάδες μέτρα και με ολίσθηση τόσο με κατακόρυφη συνιστώσα όσο και με οριζόντια. Τα ρήγματα που αναγνωρίστηκαν και τα οποία αποδεικνύεται πως έχουν επαναδραστηριοποιηθεί ή δημιουργηθεί κατά την Πλειο-Τεταρτογενή περίοδο κατατάσσονται κατά σειρά σπουδαιότητας σε επιπλεύσεις και αναστροφά, οριζόντιας ολίσθησης και τέλος κανονικά. Συγκεκριμένα παρατηρούνται:

- ♦ Αναξωπυρώσεις παλαιότερων σημαντικών τεκτονικών δομών, κυρίως επιπλεύσεων και αναστροφών ρηγμάτων (Αίνου, Αργοστολίου, Κοντογουράτων Αγκώνα, Αγίας Ευφημίας, Ασπρογέρακα-Παλαιάς Σκάλας, Παλαιόκαστρο, περιθώριου Ζακύνθου-Κεφαλλονιάς), αλλά και δημιουργία νεότερων, πολύ χαρακτηριστικών στη περιοχή κυρίως της χερσονήσου Αργοστολίου (Ακρωτήριο Λαοδηγός, Ξενοδοχείο Mediterraneo, Ξενοδοχείο White Rocks, απόκρημνες παραλίες ΝΔ από το χωριό Μηνιές, περιοχή αεροδρομίου). Πολλά από τα παραπάνω ρήγματα, παλαιότερα και νεώτερα, παρουσιάζουν και μία οριζόντια συνιστώσα κίνησης γεγονός που τα κατατάσσει στα πλαγιοαναστροφά και στις πλαγιοεπιπλεύσεις (Αίνου, Αγίας Ευφημίας, Ζακύνθου-Κεφαλλονιάς). Ρήγματα με καθαρή οριζόντια ολίσθηση (strike slip) δρουν αυτή τη περίοδο (Μηνιές, Φραγκάτα, Καμπούλια, Παλαιόκαστρο, χερσονήσος Παληκής) αλλά είναι μικρότερης σημασίας. Τέλος ρήγματα κανονικά, διαπιστώθηκε με βεβαιότητα ότι έδρασαν εκ νέου στη ΝΑ απόληξη του Αίνου (τεκτονικό βύθισμα στο χωριό Αργίνια) (UNDERHILL, 1989).
- ♦ Επαναδραστηριοποιήσεις και ανορθώσεις παλαιότερων καταπλειοκαινικών πτυχώσεων (αντίκλινο Αίνου, Αργοστολίου-Μηνιών, Μεγάλης Ράχης, Κοντογουράτων, Καλού, χερσονήσου Παληκής) αλλά και δημιουργία νεώτερων με κάποια απόκλιση από τις παλαιότερες διευθύνσεις (σύγκλινο κόλπου Αργοστολίου, Αηλιά-Κουστομπάρδι, αεροδρομίου) (UNDERHILL, 1989).
- ♦ Ανυψώσεις γραμμών ακτών που τοπικά μπορούν να φθάνουν ως και 100m ύψος όπως παρατηρείται για την παλαιοακτή του Κατώτερου Πλειστοκαίνου στην χερσόνησο Αργοστολίου (Μηνιές).
- ♦ Έντονη κατά βάθος διάβρωση των δομών που δημιουργήσαν οι τεκτονικές παραμορφωτικές φάσεις του Κατώτερου Πλειοκαίνου και Πλειστοκαίνου. Τα φαινόμενα της εντοπίζονται κυρίως στις Δ και ΝΔ πλευρές των μορφολογικών εξάρσεων (όρος Αίνος, όρος Καλό, Χερσονήσος Παληκής) εκεί όπου διέρχονται οι σημαντικές τεκτονικές δομές και εκτελείται η μεγαλύτερη κίνηση, παραμόρφωση και κατακερματισμός των πετρωμάτων.
- ♦ Μετατοπίσεις του υδρογραφικού δικτύου, από τον νότο (περιοχή Πάστρα και Παλαιάς Σκάλας, βύθισμα Κατελειού) προς τα Α και ΒΑ (Πόρος), λόγω των σημαντικών κινήσεων που έλαβαν χώρα αυτή την περίοδο. Αυτό είχε σαν αποτέλεσμα επίσης την πλήρη διάβρωση των πλειοπλειστοκαινικών ιζημάτων προς τα βόρεια του νησιού έτσι ώστε να μην απαντώνται σήμερα βορειότερα του Ασπρογέρακα (ΝΑ Κεφαλλονιά).

4. ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΡΗΞΙΓΕΝΟΥΣ ΙΣΤΟΥ

Γεωμετρικά στοιχεία ρηγμάτων (Γεωμετρική ανάλυση)

Το σύνολο των ρηγμάτων των νήσων μπορούν να διακριθούν σε τρία κύρια συστήματα. Τα πρωτεύοντα συστήματα των ρηγμάτων είναι προσανατολισμένα στις διευθύνσεις ΒΔ-ΝΑ, ΒΒΑ-ΝΝΔ και ΒΒΔ-ΝΝΑ, ενώ τα δευτερεύοντα στις διευθύνσεις ΒΑ-ΝΔ και Α-Δ. Στο σύστημα διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ εντάσσονται τα σημαντικά ρήγματα του Αίνου και της Αγίας Ευφημίας, ενώ το σύστημα ΒΒΑ-ΝΝΔ ακολουθούν τα ρήγματα Κοντογουράτα-Αγκώνα, Παλαιόκαστρον και του περιθωρίου Ζακύνθου-Κεφαλλονιάς. Στο τρίτο σύστημα ΒΒΔ-ΝΝΑ κατατάσσεται το ρήγμα Αργοστολίου, αυτά που δημιουργήθηκαν κατά το Πλειο-Πλειστοκαίνο στην ίδια περιοχή, μερικά στη χερσόνησο της Παληκής καθώς και τα περισσότερα ρήγματα της νήσου Ιθάκης. Τα συστήματα ρηγμάτων ΒΑ-ΝΔ και Α-Δ απαντώνται, είτε στο κάλυμμα της Ιόνιας ενότητας όπου αντιπροσωπεύουν αναξωπυρώσεις παλαιότερων εφελκυστικών πλαγιοκαινικών ρηγμάτων, όπως το ρήγμα του Άτρος (περιοχή Πόρος), είτε στις περιοχές Φραγκάτων, Μηνιών και Αργινίων όπου δείχνουν μία μικρή οριζόντια ολίσθηση. Τα ρήγματα των τριών πρωτεύοντων συστημάτων είναι παλαιά κανονικά ρήγματα, συνιζηματογενή, τα οποία δη-

μιουργήθηκαν κατά το Κρητιδικό – Ηώκαινο. Κατά την ορογενετική περίοδο όμως και μετέπειτα λειτούργησαν ως αναστροφα.

Κινηματικά στοιχεία ρηγμάτων (Κινηματική ανάλυση)

Από τις παρατηρήσεις οι οποίες έγιναν σε όσα ρήγματα παρουσιάζουν σαφείς κατοπτρικές επιφάνειες και γραμμές τεκτονικής ολίσθησης είναι δυνατό να ενταχθούν στις ακόλουθες κατηγορίες:

- ♦ Ρήγματα με καθαρά αναστροφο χαρακτήρα εμφανίζονται με αρκετά εντυπωσιακό τρόπο στην χερσόνησο του Αργοστολίου όπου παρουσιάζονται να κόβουν μέχρι και πολύ πρόσφατους σχηματισμούς (κόνους προσχώσεων Ρήσιου ηλικίας - Μέσο-Ανώτερο Πλειστόκαινο).
- ♦ Ρήγματα αναστροφα ή επιπλευσεις με γραμμές τεκτονικής ολίσθησης που παρουσιάζουν τόσο οριζόντια όσο και κατακόρυφη συνιστώσα, και εντάσσονται στην κατηγορία των πλαγιοαναστροφών (ρήγματα της Κεφαλλονιάς όπως αυτό του Αίνου και της Αγίας Ευφημίας).
- ♦ Ρήγματα με οριζόντιες ή σχεδόν οριζόντιες γραμμές ολίσθησης που παρατηρούνται κυρίως στη χερσόνησο του Αργοστολίου αλλά και στη ΝΑ Κεφαλλονιά καθώς και στη χερσόνησο της Παληκής. Η κίνησή τους είναι πάντα μικρού μεγέθους.
- ♦ Ρήγματα κανονικά με γραμμές τεκτονικής ολίσθησης κατά κλίση σε κεκλιμένη ρηξιγενή επιφάνεια που εντάσσονται στην κατηγορία των ορθοκανονικών. Παρατηρούνται στο τεκτονικό βύθισμα Αργινίων και στο τεκτονικό κάλυμμα της Ιόνιας Ενότητας. Επίσης, στο τεκτονικό βύθισμα του όρμου Αφάλες της Ιθάκης (βόρειο τμήμα της νήσου), όπως και στον όρμο της πόλης Ιθάκης (νότιο τμήμα).

5. ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΕΝΟΤΗΤΕΣ

Με βάση τα γεωμετρικά και κινηματικά στοιχεία των ρηγμάτων είναι δυνατό να διακριθεί στη νήσο Κεφαλλονιά ένας αριθμός νεοτεκτονικών ενότητων. Οι νεοτεκτονικές ενότητες αποτελούν ανεξάρτητα ρηξιτεμάχη στα οποία ιδιαίτερη σημασία έχει η οριοθέτησή τους από μεγάλα ρήγματα ή ρηξιγενείς ζώνες. Διακρίνονται λοιπόν οι ακόλουθες ενότητες:

- ♦ Ενότητα Αίνου και ανατολικής Κεφαλλονιάς. Οριοθετείται περιφερειακά από σημαντικές ρηξιγενείς ζώνες, αυτή του Αίνου προς τα ΝΔ, των Κοντογουράτων-Αγκώνα προς τα ΒΔ, της Αγίας Ευφημίας προς τα ΝΑ και του Παλαιόκαστρου προς τα ΝΑ. Από το κατώτερο Πλειόκαινο και μετά παρουσιάζει μία ομοιόμορφη εξέλιξη που χαρακτηρίζεται από σημαντική ανύψωση (>1500m) και κατά βάθος διάβρωση που συνεχίζεται ως σήμερα.
- ♦ Ενότητα χερσονήσου Ερισσού στα βόρεια του νησιού. Οριοθετείται προς τα ΝΔ από τη ρηξιγενή ζώνη της Αγίας Ευφημίας και χαρακτηρίζεται και αυτή από έντονη ανύψωση και διάβρωση. Από το Πλειστόκαινο όμως που απενεργοποιείται το ρήγμα της Αγίας Ευφημίας, ακολουθεί την εξέλιξη της ενότητας του Αίνου.
- ♦ Ενότητα χερσονήσου Παληκής. Το σημαντικό υποθαλάσσιο ρήγμα του περιθωρίου Ζακύνθου-Κεφαλλονιάς ενεργό και σήμερα, που την οριοθετεί προς τα δυτικά, έχει επηρεάσει την εξέλιξή της σε όλο το Πλειό-Πλειστόκαινο με ανυψώσεις και διαβρώσεις, μικρότερου μεγέθους (<1000m) σε σχέση με την ενότητα του Αίνου.
- ♦ Ενότητα χερσονήσου Αργοστολίου. Αποτελεί μία μικρή ενότητα μεταξύ του Αίνου και της Παληκής, η οποία παρουσιάζει κινήσεις ανάλογες αυτών της Παληκής. Επίσης πρέπει να τονισθεί ο ιδιαίτερος χαρακτήρας ορισμένων ρηγμάτων (back thrust faults) που αναπτύσσονται αποκλειστικά στην περιοχή αυτή κατά το Πλειστόκαινο σαν αποτέλεσμα μιας αυξανόμενης πιθανώς συμπίεσης και ενός ελαττούμενου διαθέσιμου χώρου.
- ♦ Ενότητα ΝΑ Κεφαλλονιάς. Μικρή ενότητα που οριοθετείται προς τα δυτικά από τα ρήγματα Παλαιόκαστρου και Παλαιάς Σκάλας-Ασπρογέρακα και η οποία παρουσιάζει κατά το Πλειόκαινο ανύψωση μεγαλύτερη των 1000m, και κατά βάθος διάβρωση που συνδέεται με τη δημιουργία του βυθίσματος του Κατελειού και την μεταστροφή του υδρογραφικού δικτύου προς τα Β και ΒΑ.

Στη νήσο Ιθάκη μπορούν να διακριθούν τρία κύρια ρηξιτεμάχη (βόρειο τμήμα της νήσου, κεντρικό και νότιο), τα οποία οριοθετούνται από κανονικά ρήγματα.

6. ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΩΝ ΝΗΣΩΝ ΚΕΦΑΛΛΟΝΙΑΣ - ΙΘΑΚΗΣ

Με βάση τα γεωμετρικά και τα κινηματικά στοιχεία των τεκτονικών ασυνεχών δομών είναι δυνατόν να περιγραφούν τα κύρια στάδια της τεκτονικής εξέλιξης των νήσων Κεφαλλονιάς και Ιθάκης, που είναι τα ακόλουθα:

- ♦ Α΄ Στάδιο. Κατά το πρώτο στάδιο, το οποίο αντιστοιχεί στο Κατώτερο Πλειόκαινο, λαμβάνει χώρα η τοποθέτηση του Ιόνιου καλύμματος πάνω στην ενότητα Παξών κάτω από ένα εντατικό καθεστώς έντονης συμπί-

εσης. Το καθεστώς αυτό προκαλεί την ανάδυση των νήσων με τη δημιουργία πτυχώσεων και την ενεργοποίηση παλαιότερων κύριων συνιζηματογενών τεκτονικών επιφανειών (ρηγμάτων), οι οποίες μεταβάλλουν την κίνησή τους και από δομές λόγω βαρύτητας (κανονικά) γίνονται δομές συμπίεσης, δηλαδή ανάστροφα ρήγματα. Τέτοια παλαιά ρήγματα είναι αυτά του Αίνου, του Αργοστολίου, των Κοντογουράτων – Αγκώνα, της Αγίας Ευφημίας, κλπ.

- ♦ Β' Στάδιο. Ακολουθεί μια περίοδος αποσυμπίεσης, που αντιστοιχεί στο Ανώτερο Πλειόκαινο – Κατώτερο Πλειστόκαινο. Το καθεστώς συμπίεσης επικρατεί σε βαθύτερα τμήματα του φλοιού, ενώ κοντά στην επιφάνεια η γενική ανύψωση του τόξου οδηγεί σε επίδραση της βαρύτητας, η οποία εκφράζεται μέσω της δραστηριοποίησης των μεγάλων ρηξιγενών επιφανειών ως κανονικών ρηγμάτων. Δημιουργούνται επιμέρους τεκτονικά κέρατα και βυθίσματα, όπως το κέρασ του Αίνου, της Αγίας Δυνατής και τα εκατέρωθεν ευρισκόμενα βυθίσματα.
- ♦ Γ' Στάδιο. Μέσα στο Κατώτερο Πλειστόκαινο παρατηρούνται εκ νέου σαφή φαινόμενα συμπιεστικής παραμόρφωσης που δημιουργούν νέες ρηξιγενείς δομές ανάστροφου χαρακτήρα κυρίως στη χερσόνησο του Αργοστολίου (Ακρωτήριο Λαρδηγός, Μηνιές, Αεροδρόμιο), στη ΝΑ Κεφαλλονιά και στη χερσόνησο της Παληκής. Επίσης δημιουργείται νεώτερη γενιά πτυχών και κάμψεων διεύθυνσης ΒΒΔ-ΝΝΑ, όπως είναι αυτές του αεροδρομίου. Την ίδια περίοδο (Κατώτερο – Μέσο Πλειστόκαινο) πραγματοποιείται και η ανύψωση της θαλάσσιας αναβαθμίδας του Παλαιο-Μιλάτσιου (περιοχή Μηνιών). Η διεύθυνση της συμπίεσης έχει προσδιοριστεί ως ΔΝΔ-ΑΒΑ (MERCIER et al. 1972, SOREL 1976, MERCIER et al. 1987).
- ♦ Δ' Στάδιο. Από το Μέσο Πλειστόκαινο παρατηρείται εκ νέου μια φάση αποσυμπίεσης των δομών και επανόδου σε ένα καθεστώς, όπου επιδρά η βαρύτητα με δραστηριοποίηση ρηγμάτων που δείχνουν κινήσεις με κανονικό ή πλαγιοκανονικό άλμα. Σε μεγαλύτερο βάθος φαίνεται πως το καθεστώς συμπίεσης εξακολουθεί να επικρατεί, όπως δείχνουν οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών (DRAKOPOULOS & DELIBASIS, 1982).

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ

- BP Co. 1971. The geological results of petroleum exploration in Western Greece. Ειδ. Μελέται Γεωλογίας της Ελλάδος, Ν° 10, ΙΓΕΥ, Αθήνα.
- BRAUNE, K., FABRICIUS, F. & HEIMANN, K.O. 1973. Sedimentation and facies of the Late Miocene strata on Cephalonia (Ionian Islands, Greece) *In* *Q Messinian events in the Mediterranean*. Geodyn. Scie. Rap. CIE Smm (1975).
- BRITISH PETROLEUM Co., University of Munich & ΜΙΓΚΙΠΟΣ, Γ. 1985. Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος, «Φύλλο Νήσος Κεφαλληνία (Βόρειο και Νότιο Τμήμα)», κλίμακα 1:50.000, Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών (Ι.Γ.Μ.Ε.), Αθήνα.
- CIVITELLI, G., CORDA, L. & MARIOTTI, G. 1987. Some data on the platform-basin evolution in the "Preapulian (Paxos) zone" in Kefallinia (Ionian Islands, western Greece). *Atti Congr. Soc. Geol. It.* 1-7/6-87, Trieste.
- ΓΕΩΡΓΙΑΔΟΥ – ΔΙΚΑΙΟΥΛΙΑ, Ε. 1965. Το Νεογενές της Κεφαλληνίας. Διατριβή επί διδασκαλία. *Ann. Geol. Pays. Hell.*, 18, 43-106.
- DRAKOPOULOS, J. & DELIBASIS, N. 1982. The focal mechanism of earthquakes in the major area of Greece for the period 1947-1981. *Seism. Lab. of Athens Univ.*, Publ. No 2, 130pp., Athens.
- DREMEL, G. 1968. Das Miozan von Kephallinia (Inische Inseln, Griechenland). *Thesis Univ. Munchen*.
- HEIMANN, K.O. 1977. Die Fazies des Messins und untersten Pliozans auf den Ionischen Inseln Zakynthos, Kephallinia, Korfu(Griechenland). *Dissertation*, S. 158 Munchen.
- MERCIER, J., BOUSQUET, B., DELIBASSIS, N., DRAKOPOULOS, I., KERAUDREN, B., LEMEILLE, F. & SOREIL, D. 1972. Deformations en compression dans le Quaternaire des rivages ionien (Cephalonie, Greece). *Donnes neotectoniques et seismiques*. C. R. Ac. Sc. Paris, 275, 2307-10.
- MERCIER, J., SOREL, D. & SIMEAKIS, K. 1987. Changes in the state of stress in the overriding plate of a subduction zone: the Aegean Arc from the Pliocene to the Present. *Tectonicae*, 1, 20-39.
- ΝΙΚΟΛΑΟΥ, Κ. 1983. Συμβολή στη γνώση και οριοθέτηση της Ιόνιας και Προασπούλιας ζώνης σε σχέση με πετρελαιογεωλογικές παρατηρήσεις στα νησιά Στροφαδες, Ζάκυνθο και Κεφαλλονιά. *Διδακτορική διατριβή*, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Αθηνών, 350σ.
- RENZ, C. 1955. Die vorneogene stratigraphie der normalsedimentaren formationen Griechenlands. IGSR (Ed.), 637p., Athens 1955.
- SOREL, D. 1976. Etude neotectonique des isles ioniennes de Cephalonie et Zante et de l' Elide occidentale (Grece). These 3em cycle, Univ. Paris-Sud.
- ΣΤΑΥΡΟΠΟΥΛΟΣ, Α. 1991. Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας (Φύλλο ΙΘΑΚΗ - ΑΤΟΚΟΣ), κλίμακας 1:50.000. ΠΜΕ.
- UNDERHILL, J.R. 1985. Neogene and Quaternary tectonics and sedimentation in Western Greece. PhD, thesis, Univ. Wales.
- UNDERHILL, J.R. 1989. Late Cenozoic deformation of the Hellenic foreland, Western Greece. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 613-634.

ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΚΑΙ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΤΑΞΥ ΤΩΝ ΟΡΕΩΝ ΑΙΓΑΛΕΩ ΚΑΙ ΠΑΡΝΗΘΑΣ (ΑΤΤΙΚΗ, ΕΛΛΑΔΑ) ΚΑΙ Η ΣΗΜΑΣΙΑ ΤΟΥΣ ΣΤΟΝ ΑΝΤΙΣΕΙΣΜΙΚΟ ΣΧΕΔΙΑΣΜΟ*

Ε.Λ.ΑΕΚΚΑΣ¹, Σ.Γ.ΛΟΖΙΟΣ¹ & Γ.Δ.ΔΑΝΑΜΟΣ¹

ΣΥΝΟΨΗ

Η περιοχή μεταξύ των ορέων Αιγάλεω και Πάρνηθας αποτελεί ένα σύνθετο τεκτονικό βύθισμα, πληρωμένο με διάφορες φάσεις μεταλπικών ιζημάτων, που χαρακτηρίζεται από μια σύνθετη τεκτονική δομή και εξέλιξη από το Μειόκαινο μέχρι σήμερα. Στο εσωτερικό του βυθίσματος αναπτύσσονται μια σειρά από δεύτερης τάξης ρήγματα και ρηξιγενείς ζώνες, που έχουν δραστηριοποιηθεί σε διαφορετικές περιόδους κατά τη νεοτεκτονική περίοδο και τεμαχίζουν την περιοχή σε επιμέρους τάφρους και κέρατα. Οι διευθύνσεις των ρηγμάτων αυτών είναι κυρίως Α-Δ και ΒΒΔ-ΝΝΑ, αντίστοιχες δηλαδή με τις διευθύνσεις των μεγάλων περιθωριακών ρηγμάτων των μεγάλων τεκτονικών κεράτων της Πάρνηθας και του Αιγάλεω. Τόσο η σύνθετη τεκτονική δομή, όσο οι λιθολογικές φάσεις φαίνεται ότι διεδρομάτισαν σημαντικό ρόλο στην κατανομή των καταστροφών των σεισμών της 7^{ης} Σεπτεμβρίου 1999.

ABSTRACT

The September 7, 1999 earthquake sequence hit the northwestern part of the basin of Athens (area between Aigaleo and Parnis Mt.), causing a large number of deaths and injuries, as well as extensive damage to structures. The major area represents a small basin which is covered by thick post-alpine formations, which are extended talus cones and, to a lesser extent, neogene lacustrine and fluvial deposits. The latter have been blanketed by the talus and the alluvial deposits at the north of the area. The basin is flanked by a hill range, where the non-metamorphic alpine carbonates of the "Sub-Pelagonian" Unit and an allocthonous tectonic melange that belongs to the "Athenian nappe" outcrop. The talus cones, with a thickness that ranges from a few m. to 100 m., contain frequent lateral transitions alternations of cohesive or semi-cohesive scree and loose deposits –sand, pebbles, gravel, clay, etc. The alluvial deposits consist of clay, red soils and conglomerates is clay matrix and have a thickness between a few m. and 20-30 m. The neogene deposits comprise relatively compacted phacies of marls, marly limestones, clays and conglomerates. The alpine formations of both the autochton and the allochthon consist largely of carbonate rocks (limestones and marbles) and, to a lesser extend, of clastic deposits (sandstones, shales, schists, and graywackes). The main tectonic feature in the area is the contact between the two alpine units, located at the eastern margin. Besides this tectonic discontinuity, numerous other faults were located, either at the basin flanks, or within the postalpine formations. All these faults determined by a large number of boreholes. They are neotectonic structures that belong to two sets, one with NNW-SSE strike and 60°-80° WSW-ward or ESE-ward dips, and a second one with ESE-WNW strike and 60°-80° northerly or southerly dips. In fact, these faults are directly related to the creation and evolution of the small neogene basin, which is now buried under the talus scree and the alluvial deposits. It is a complex structure, since it incorporates smaller-scale horsts and grabens. The whole picture is in good accordance with the one we get from the greater area. The damage is located within a broad, NNE-SSW trending zone that covers the central and eastern parts of the area. The correlation of this picture with the geological and structural data from the studied area showed that the most serious damage took place on loose foundation formations, which were either the unconsolidated members of the talus cones, or the alluvial deposits. However, this was not the only factor that affected the damage distribution, since the heaviest damage was located (i) along the trace of the tectonic contact between the two alpine units, (ii) at the areas with higher fault density, usually close to the basin margins, but also locally within the basin. These faults were not reactivated in the September earthquake, but "channeled" the seismic energy into specific zones, which also holds, at a larger scale, for the greater meizoseismal area. Hanging wall effects, effects

* GEOLOGICAL AND TECTONIC STRUCTURE OF THE AREA BETWEEN AIGALEO AND PARNITHA MT. (ATTICA, GREECE) AND THEIR IMPORTANCE TO ANTISEISMIC PLANNING.

1. University of Athens, Dept. of Geology, Panepistimioupoli Zografou, GR 157 84, Athens, Greece.

of sedimentary basins, basin edge effects and focusing effects are also probably to have played a significant part, at the locations where the fault geometry and the basin structure performed as reflectors, magnifying the effects of shaking and thus maximizing the strong ground motion values. Besides, the fact that the heaviest damage is located at the central and eastern part of the basin, where the fault fabric is denser and the faults better expressed, is not accidental.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Αττική, Πάρνηθα, Αιγάλεω, Τεκτονική, Γεωλογική δομή, Καταστροφές από σεισμούς, Φαινόμενα ενίσχυσης σεισμικών παραμέτρων.

KEY WORDS: Greece, Attica, Parnitha, Egaleo, Tectonics, Regional Geology, Earthquake Disasters, Focusing effects, Basin edge effects, Rupture directivity effects.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Με αφορμή τους σεισμούς της 7^{ης} Σεπτεμβρίου 1999 και τη μελέτη αντισεισμικού σχεδιασμού και προστασίας που εκπονήθηκε για την πλειόσειστη περιοχή, πραγματοποιήθηκε λεπτομερής γεωλογική χαρτογράφηση, σε κλίμακα 1:5.000, και τεκτονική ανάλυση της περιοχής ανάμεσα στα όρη Πάρνηθα και Αιγάλεω, όπου εντοπίζονται και οι Δήμοι Άνω Λιοσίων, Μενιδίου, Καματερού και Ζεφυρίου που υπέστησαν σημαντικές καταστροφές.

Βιβλιογραφικά δεδομένα για τη συγκεκριμένη περιοχή δεν υφίστανται εκτός από το γεωλογικό χάρτη του Ι.Γ.Μ.Ε. (Φύλλο Αθήναι-Ελευσίς, ΚΑΤΣΙΚΑΤΣΟΣ και συν. 1986) και τις γενικού περιεχομένου εργασίες που έχουν γίνει από τον περασμένο αιώνα για την Αττική. Από τους παλαιότερους ερευνητές που ασχολήθηκαν με τη στρωματογραφία και την περιγραφή των γεωλογικών σχηματισμών της Αττικής και του λεκανοπεδίου των Αθηνών είναι ο BITTNER (1880). Στη συνέχεια ο LEPSIUS (1893) κατασκεύασε λεπτομερή χάρτη της Κεντρικής και Νοτίου Αττικής και των Αθηνών σε κλίμακα 1:25.000. Ο RENZ (1908, 1909) ασχολήθηκε ειδικότερα με τη γεωλογία του όρους Πάρνηθα, ο NEGRIS (1912, 1913) με τη γεωλογία του λεκανοπεδίου των Αθηνών, αλλά και των ορέων που το περικλείουν, ενώ ο KOBER (1929) κατασκεύασε γεωλογικές τομές εντός του λεκανοπεδίου με σκοπό να δείξει την τεκτονική δομή καλυμμάτων που χαρακτηρίζουν το χώρο αυτόν. Πλέον λεπτομερή χάρτη της περιοχής του λεκανοπεδίου των Αθηνών συνέταξαν υπό κλίμακα 1:10.000 οι NIEDERMAYER (1971) και SINDOWSKI (1949), ενώ ο FREYBERG (1951) και ο ΧΑΡΑΛΑΜΠΙΑΚΗΣ (1951) ασχολήθηκαν τους νεογενείς σχηματισμούς που απαντούν στην ευρύτερη περιοχή των Αθηνών. Με τη γεωλογία του λεκανοπεδίου ασχολήθηκαν σε εργασίες τους επίσης οι ΜΑΡΙΝΟΣ (1937, 1955), PETRASCHECK & MARINOS (1953), ΤΑΤΑΡΗΣ (1967, 1972), ΜΑΡΙΝΟΣ και συν. (1971, 1974), CLEMENT (1976), ΠΑΡΑΣΚΕΥΑΪΔΗΣ & ΧΩΡΙΑΝΟΠΟΥΛΟΥ (1978), ΔΟΥΝΑΣ & ΓΑΪΤΑΝΑΚΗΣ (1981).

Η περιοχή καλύπτεται τόσο από αλπικούς όσο και μεταλπικούς σχηματισμούς. Οι αλπικοί σχηματισμοί εντοπίζονται στις παρυφές των ορέων Αιγάλεω και Πάρνηθας και σε μικρότερες εμφανίσεις στο εσωτερικό του βυθίσματος. Αντιπροσωπεύονται κυρίως από σχηματισμούς της ενότητας της Υποπελαγονικής αλλά και του αλλόχθονου καλύμματος των Αθηνών. Η αλπική τεκτονική χαρακτηρίζεται κυρίως από τη μεγάλη τεκτονική επαφή που φέρνει σε επαφή τις δύο ενότητες αλλά και από μια σειρά λεπιώσεων που απαντώνται τόσο στη σχετικά αυτόχθονη όσο και την αλλόχθονη ενότητα.

Οι μεταλπικοί σχηματισμοί αντιπροσωπεύονται κυρίως από λιμναίες και χερσαίες φάσεις του Νεογενούς αλλά και από τεταρτογενείς χερσαίους σχηματισμούς που χαρακτηρίζονται από μια μεγάλη ποικιλία φάσεων με σημαντικές διαφορές στο πάχος, τη συνεκτικότητα, το είδος και το μέγεθος του κλαστικού υλικού. Ρήγματα και ρηξιγενείς ζώνες εντοπίζονται κυρίως στα περιθώρια με τους αλπικούς σχηματισμούς και σπανιότερα στις νεογενείς αποθέσεις. Μια σειρά γεωτρήσεων¹ που έχουν πραγματοποιηθεί στην ευρύτερη περιοχή έδωσαν πολλά στοιχεία τόσο για τις λιθολογίες που επικρατούν όσο και για τη νεοτεκτονική δομή της περιοχής αποκάλυπτοντας μια σειρά από ρήγματα, θαμμένα κάτω από τους τεταρτογενείς σχηματισμούς, που συμπληρώνουν την εικόνα από την ύπαιθρο και τη χαρτογράφηση και φανερώνουν την πολύπλοκη νεοτεκτονική εξέλιξη της περιοχής.

Ο συζητιετός της γεωλογικής και τεκτονικής δομής της περιοχής με την κατανομή των καταστροφών, όπως αναλυτικά θα περιγραφεί στη συνέχεια, αποδεικνύει ότι υπάρχει μια πολύ στενή σχέση που ερμηνεύει πολλές περιπτώσεις καταστροφών, που οι άλλες παράμετροι (χαρακτηριστικά του σεισμού, είδος κατασκευών κλπ.) αδυνατούσαν, και ως εκ τούτου μπορεί να συνεισφέρει σε μεγάλο βαθμό στον αντισεισμικό σχεδιασμό.

¹ Τα στοιχεία των γεωτρήσεων πάρθηκαν από το ερευνητικό πρόγραμμα "Αντισεισμικός Σχεδιασμός Δήμου Άνω Λιοσίων" που εκτέλεσθηκε για λογαριασμό του Δήμου.

2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ

2.1. Υποπελαγονική ενότητα

Το μεγαλύτερο τμήμα των ορεινών όγκων της Πάρνηθας και του Αιγάλεω δομείται από τους σχηματισμούς της ενότητας αυτής που για την περιοχική μελέτη είναι οι ακόλουθοι (Εικ. 1):

Κλαστικός σχηματισμός Αγίου Ιωάννου: Εμφανίζεται στις βόρειες παρυφές της λεκάνης των Άνω Λιουσίων και συγκεκριμένα βορειώς του ναού του Αγ. Ιωάννου και εκατέρωθεν της οδού Φυλής, στους πρόποδες των ορεινών όγκων του Πλατώματος και του Προφήτη Ηλία που υψώνονται ως νότιο πρόβουο της Πάρνηθας. Παρατηρείται επίσης και επί του υψώματος Κονταλά ανατολικότερα (περιοχή Μενιδίου), ενώ νότια, στις βόρειες απολήξεις του όρους Αιγάλεω, εντοπίζεται σε μικρές υπολειμματικές εμφανίσεις περιμετρικά του όρους στα χαμηλότερα υψομετρικά σημεία (περιοχές Καματερού και Ζεφυρίου). Πρόκειται για έναν κλαστικό σχηματισμό που αποτελείται από εναλλαγές τεφροπράσινων έως φαιών αργιλικών σχιστών, φυλλιτών, ψαμμιτών, χαλαζιακών κροκαλοπαγών εντός των οποίων απαντούν επίσης ασβεστόλιθοι, αρκόζες και γραουβάκες. Ο σχηματισμός αυτός αντιστοιχεί στη βάση της στρωματογραφικής στήλης της Υποπελαγονικής. Με βάση την περιεχόμενη παλαιοπανίδα στους ασβεστολιθικούς όγκους, που περικλείονται μέσα στο σχηματισμό, έχει χρονολογηθεί στο Ανώτερο Παλαιοζωϊκό – Μέσο Τριαδικό (ΚΑΤΣΙΚΑΤΣΟΣ και συν. 1986).

Ανθρακικοί σχηματισμοί Πάρνηθας-Αιγάλεω: Οι ανθρακικοί σχηματισμοί της Υποπελαγονικής ενότητας εμφανίζονται περιφερειακά της λεκάνης των Άνω Λιουσίων δομούν δε τους ορεινούς όγκους (στο μεγαλύτερο τους τμήμα) της Πάρνηθας προς Βορρά και του Ποικίλου όρους (Αιγάλεω) προς Νότο. Πρόκειται για λευκούς, τεφρόλευκους και κατά θέσεις ροδόχρους ασβεστολίθους και δολομιτικούς ασβεστολίθους, άστρωτους έως παχυστρωματώδεις κατά το μάλλον ή ήττον κρυσταλλικούς. Αποτελούν την προς τα πάνω συνέχεια του κλαστικού σχηματισμού του Αγίου Ιωάννη. Εμφανίζονται συνήθως κατακερματισμένοι, λόγω της μεγάλης πυκνότητας των διακλάσεων που τους διασχίζουν, και έντονα καρστικοποιημένοι. Το πάχος του σχηματισμού των ασβεστολίθων φθάνει τις μερικές εκατοντάδες μέτρα (400-500 μέτρα) και με βάση την περιεχόμενη χαρακτηριστική μικροπανίδα έχουν χρονολογηθεί στο Αν. Τριαδικό – Μέσο Ιουραϊκό (ΚΑΤΣΙΚΑΤΣΟΣ και συν. 1986).

Τόσο στην περιοχή της Πάρνηθας, όσο και σε αυτή του Αιγάλεω η επαφή ανάμεσα στους δύο αυτούς σχηματισμούς είναι στο σύνολο των περιπτώσεων τεκτονική (επίπτωση, ολίσθηση ή αποκόλληση) με τους ανθρακικούς σχηματισμούς να υπέρκεινται συνήθως των κλαστικών της βάσης. Εντοπίστηκαν όμως και αρκετές περιπτώσεις που ο σχηματισμός Αγίου Ιωάννου υπέρκειται (τεκτονικά) των ανθρακικών δίνοντας την εικόνα μιας δομής κατά λέπη που αποτελούνται συνήθως από δύο ή τρεις διαδοχικές επιπτώσεις-ολισθήσεις.

2.2. Αλλάχθονη ενότητα Αθηνών

Παρουσιάζει πολύ μικρή επιφανειακή εξάπλωση στην περιοχική μελέτη (Εικ. 1) και εμφανίζεται σε μικρές υπολειμματικές εμφανίσεις στο ανατολικό τμήμα του χάρτη (στα όρια των Δήμων Άνω Λιουσίων, Αχαρνών και Ζεφυρίου) και στις ΝΑ κλιείς του Αιγάλεω (Καματερό, Πετρούπολη). Αποτελείται από τους ακόλουθους σχηματισμούς:

Σχηματισμός σχιστολίθων και πελαγικών ασβεστολίθων: Αποτελεί τμήμα του σχηματισμού που στη βιβλιογραφία αναφέρεται ως “σχιστόλιθοι των Αθηνών” και εμφανίζεται στη βάση του τεκτονικού καλύμματος της αλλάχθονης ενότητας, τόσο στις νότιες παρυφές της Πάρνηθας όσο και στις ΝΑ παρυφές του Αιγάλεω. Αποτελείται από καστανόφαιους σχιστές, πλακώδεις ασβεστολίθους και ηλίτες που εναλλάσσονται μεταξύ τους. Η ηλικία της σειράς, όπως προκύπτει από τα περιεχόμενα μικροαπολιθώματα (*Globotruncana* sp. κλπ.) ανήκει εν μέρει στο Άνω Κρητιδικό, το πάχος της δε ανέρχεται σε μερικές δεκάδες μέτρα. Η ακολουθία παρουσιάζεται έντονα σχιστοποιημένη, ανακρυσταλλωμένη και ελαφρά μεταμορφωμένη (συνήθη ορυκτά ανακρυσταλλωμένα χαλαζία και ασβεσίτης, χλωρίτης, σερίκιτης κλπ.).

Σχηματισμός νηρειτικών ασβεστολίθων: Περιλαμβάνει σκοτεινόχρωμους νηρειτικούς ασβεστολίθους, παχυστρωματώδεις έως άστρωτους, οι οποίοι υπέρκεινται συνήθως τεκτονικά του προηγούμενου σχηματισμού των σχιστολίθων και πελαγικών ασβεστολίθων. Περιέχουν ρουδιστές και ως εκ τούτου χρονολογούνται στο Άνω Κρητιδικό.

Σχετικά με τη γεωτεκτονική τοποθέτηση της ενότητας αυτής μπορούν να γίνουν οι ακόλουθες διαπιστώσεις, σε σχέση πάντα με αυτά που μέχρι σήμερα περιγράφονται στη βιβλιογραφία (ΜΑΡΙΝΟΣ 1937, 1955, ΤΑΤΑΡΗΣ 1967, 1972, ΜΑΡΙΝΟΣ και συν. 1971, 1974, ΠΑΡΑΣΚΕΥΑΪΔΗΣ & ΧΩΡΙΑΝΟΠΟΥΛΟΥ 1978, ΔΟΥΝΑΣ & ΓΑΪΤΑΝΑΚΗΣ 1981, ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ 1986): i) πρόκειται για μια χωριστή γεωτεκτονική ενότητα όπως φανερώνουν η σαφής τεκτονική επαφή που τη χωρίζει από την Υποπελαγονική αλλά και η πολύ διαφορετική παραμόρφωση καθώς και οι διαφορετικοί λιθολογικοί τύποι και φάσεις ανάμεσα στις δύο ενότη-

τες, ii) επικάθεται, σε όλες τις περιπτώσεις, τεκτονικά πάνω στην Υποπελαγονική με τον σχηματισμό των σχιστολίθων και πελαγικών ασβεστολίθων (“σχιστόλιθοι Αθηνών”) να παρεμβάλλεται πάντα (με πάχος από λίγα μέτρα μέχρι και εκατοντάδες μέτρα) ανάμεσα στα ανθρακικά της Υποπελαγονικής και το σχηματισμό των νηρειτικών ασβεστολίθων και iii) παρατηρούνται περισσότερες από δύο διαδοχικές λεπιώσεις ανάμεσα στους σχηματισμούς των νηρειτικών ασβεστολίθων και των σχιστολίθων και πελαγικών ασβεστολίθων, που μαζί με την έντονη εσωτερική παραμόρφωση της ακολουθίας δίνουν τη μορφή ενός τεκτονικού μίγματος (mélange).

2.3. Μεταλλικοί σχηματισμοί

Οι μεταλλικοί σχηματισμοί καλύπτουν ασύμφωνα τους υποκείμενους αλπικούς στο μεγαλύτερο τμήμα της περιοχής και αντιπροσωπεύονται από νεογενή και πλειοτεταρτογενή ιζημάτα (Εικ. 1).

Νεογενείς αποθέσεις: Εμφανίζονται στο νοτιοανατολικό τμήμα της περιοχής και η επιφανειακή τους εξάπλωση είναι μικρή. Είναι όμως βέβαιο ότι συνεχίζουν θαμμένες κάτω από νεώτερες αποθέσεις, όπως αποδεικνύουν οι επιφανειακές εμφανίσεις τους στη Φυλή, την Πετρούπολη και το Περιστέρι καθώς και οι γεωτρήσεις στη λεκάνη των Άνω Λιοσίων. Στη βάση αποτελούνται από λιμνοχερσαία ιζημάτα που αντιστοιχούν σε εναλλαγές μαργών, ψαμμιούχων μαργών, χονδρόκοκκων και λεπτόκοκκων ψαμμιτών σε οριζόντες πάχους 1-1,5 μέτρων, κροκαλοπαγών και αργίλων εντός των οποίων ενδιστρώνονται συχνά οριζόντες σαπροπηλών και παρεμβολές λιγνιτών. Προς τα πάνω μεταπίπτουν σε περισσότερο χερσαίες φάσεις κροκαλοπαγών και ερυθροπηλών με χαρακτηριστικά είδη της πικερμικής πανίδας (FREYBERG 1951, ΧΑΡΑΛΑΜΠΑΚΗΣ 1951).

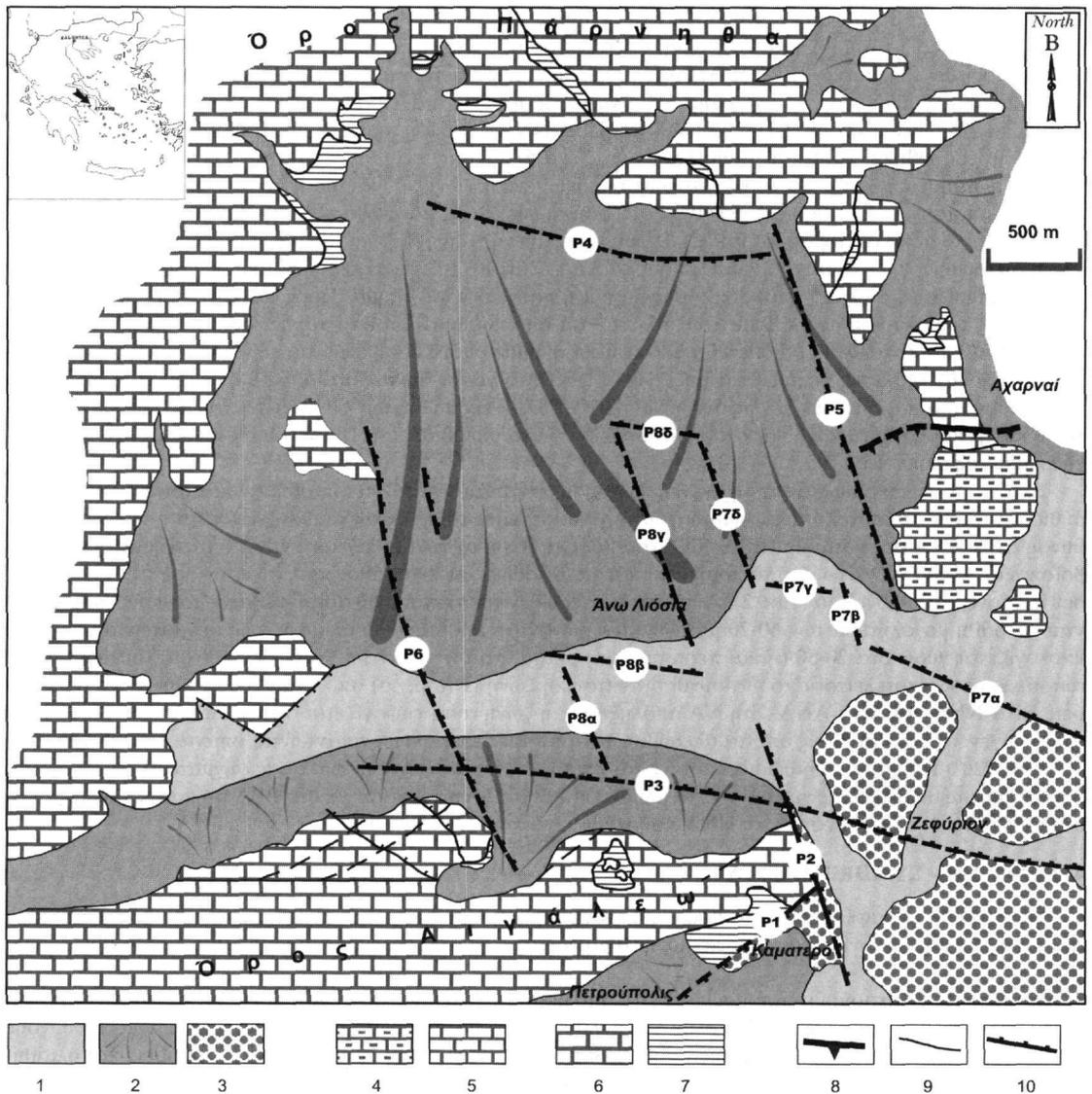
Πλειοτεταρτογενείς αποθέσεις: Αντιπροσωπεύονται από κώνους κορημάτων και αλλοβίου σχηματισμούς και παρουσιάζουν μεγάλη επιφανειακή εξάπλωση. Περισσότερο εντυπωσιακή είναι η περίπτωση του μεγάλου κώνου κορημάτων που αναπτύσσεται στις νότιες κλιείς της Πάρνηθας (μέγιστο πάχος γύρω στα 100 m) και παρουσιάζει τη μορφή τυπικού ριπιδίου με αξιοσημείωτα σταθερή κλίση που ανέρχεται σε 10° προς ΝΝΑ. Οι φάσεις μεταβάλλονται έντονα τόσο πλευρικά όσο και κατακόρυφα και αποτελούνται από εναλλαγές πολύ συνεκτικών με μέτριας ή χαμηλής συνεκτικότητας κροκαλολατυποπαγών που εναλλάσσονται με οριζόντες παλαιοεδαφών πάχους από 0,5 – 2 μέτρα. Οι σύγχρονες αλλοβιακές αποθέσεις αναπτύσσονται κυρίως κατά μήκος και εκατέρωθεν της κατασκευαζομένης οδού Σταυρού–Ελευσίνας, αποτελούνται από εντελώς ασύνδετα μεταξύ τους υλικά κροκάλες, λατύπες, άμμους και ερυθρές αργίλους και το πάχος τους δεν υπερβαίνει (σύμφωνα με τις γεωτρήσεις) τα 10-15 m.

3. ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ

Η περιοχή μελέτης, όπως αναφέρθηκε, αντιπροσωπεύει ένα δεύτερης τάξης νεοτεκτονικό βύθισμα, που αναπτύσσεται ανάμεσα στο τεκτονικό κέρασ της Πάρνηθας (με γενική διεύθυνση δομών Α-Δ και ΔΒΔ-ΑΝΑ) και το τεκτονικό κέρασ του Αιγάλω (με κύριες διευθύνσεις ΒΑ-ΝΔ και ΒΒΔ-ΝΝΑ) και στο ΒΔ περιθώριο του βυθίσματος του λεκανοπεδίου των Αθηνών (με γενική διεύθυνση δομών ΒΑ-ΝΔ). Στη συνέχεια θα ακολουθήσει η περιγραφή τόσο των περιθωριακών ρηγμάτων όσο και αυτών που αναπτύσσονται στο εσωτερικό του βυθίσματος (Εικ. 1).

Στο ΒΑ τμήμα του τεκτονικού κέρατος του Αιγάλω εντοπίζονται τρεις μεγάλες ρηξιγενείς ζώνες. Η πρώτη από αυτές (P1) αποτελεί το ΝΑ περιθώριό του, που το οριοθετεί από το βύθισμα του λεκανοπεδίου των Αθηνών, έχει διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ και φέρνει σε επαφή τους αλπικούς σχηματισμούς της Υποπελαγονικής με νεογενή και τεταρτογενή ιζημάτα. Κατοπτρικές επιφάνειες εντοπίζονται σε ορισμένες θέσεις με τιμές κλίσεων περίπου 60°-70°. Η άλλη μεγάλη ρηξιγενής ζώνη (P2) οριοθετεί αντίστοιχα το ΒΑ περιθώριο του τεκτονικού κέρατος, έχει γενική διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ και περιλαμβάνει 3-4 κλιμακωτά ρήγματα διεύθυνσης ΒΒΔ-ΝΝΑ και μήκους 100 περίπου μέτρων που ενώνονται με μικρότερα ρήγματα διεύθυνσης ΑΒΑ-ΔΝΔ με μήκος μόλις μερικών μέτρων. Οι κλίσεις των ρηξιγενών επιφανειών είναι πολύ μεγάλες με τιμές που φθάνουν τις 70°-80° ενώ πάνω στην επιφάνεια δεν παρατηρήθηκαν γραμμές τεκτονικής ολίσθησης.

Η ρηξιγενής ζώνη P3 αντιπροσωπεύει το βόρειο περιθώριο του Αιγάλω έχει διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ και κλίση προς ΒΒΑ. Βρίσκεται θαμμένη κάτω από τα κορήματα και διαπιστώνεται τόσο από μορφολογικά κριτήρια όσο και από τις γεωτρήσεις (Εικ. 2), οι οποίες μάλιστα υποδεικνύουν ότι το άλμα της δεν παραμένει σταθερό σε όλο το μήκος της. Το δυτικό τμήμα της ζώνης δείχνει ένα άλμα μεγαλύτερο από 50 μέτρα, φέρνοντας σε επαφή τα ανθρακικά της Υποπελαγονικής μεταξύ τους, ενώ στο ανατολικό φαίνεται να υπερβαίνει τα 100 μέτρα, φέρνοντας σε επαφή τα ανθρακικά με τις μάργες του Νεογένους στα ανώτερα τμήματα και τους αλπικούς σχηματισμούς μεταξύ τους στα κατώτερα. Σε αυτή τη σύνθετη λειτουργία της ζώνης αυτής φαίνεται ότι διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο και τα υπόλοιπα ρήγματα (ΒΒΔ-ΝΝΑ ή ίδιας διεύθυνσης) που αναπτύσσονται προς το εσωτερικό τμήμα της λεκάνης (βλπ. στα επόμενα).



Εικ. 1. Γεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης. 1: αλλούβια, 2: κώνοι κορημάτων, 3: νεογενείς σχηματισμοί, 4: νηρειακοί ανωκρητιδικοί ασβεστόλιθοι της αλλόχθονης ενότητας Αθηνών, 5: σχιστόλιθοι και πελαγικοί ανωκρητιδικοί ασβεστόλιθοι της αλλόχθονης ενότητας (σχιστόλιθοι Αθηνών), 6: ασβεστόλιθοι και δολομίτες της Υποπελαγονικής, 7: περμο-τριαδική ακολουθία της βάσης της Υποπελαγονικής, 8: επώθηση (ολίσθηση-αποκόλληση), 9: εφίπνευση, 10: ρήγμα.

Fig. 1. Geological map of the study area. 1: alluvial deposits, 2: talus cones, 3: neogene formations, 4: neritic Upper Cretaceous limestones of the allochthon unit of Athens, 5: schists and pelagic limestones of the allochthon unit (schists of Athens), 6: limestones and dolomites of Subpelagonian unit, 7: Permo-Triassic sequence of the base of Subpelagonian unit, 8: overthrust (detachment), 9: thrust, 10: fault.

Βορειότερα, στο νότιο περιθώριο του τεκτονικού κέρατος της Πάρνηθας, εντοπίζεται άλλη μια ρηξιγενής ζώνη (P4) που με διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ και κλίση προς τα ΝΝΔ χωρίζει τους μεταλλικούς σχηματισμούς στα νότια από το αλπικό υπόβαθρο στα βόρεια. Στην ύπαιθρο η ζώνη αυτή γίνεται αντιληπτή από το ευθύγραμμο όριο ανάμεσα στα κορημάτα και τα ανθρακικά της Υποπελαγονικής αλλά και από τα μικρότερης τάξης και αντίστοιχης διεύθυνσης ρήγματα που εντοπίζονται μέσα στην ανθρακική μάζα, με κλίσεις 60⁰-70⁰ προς τα ΝΝΔ.

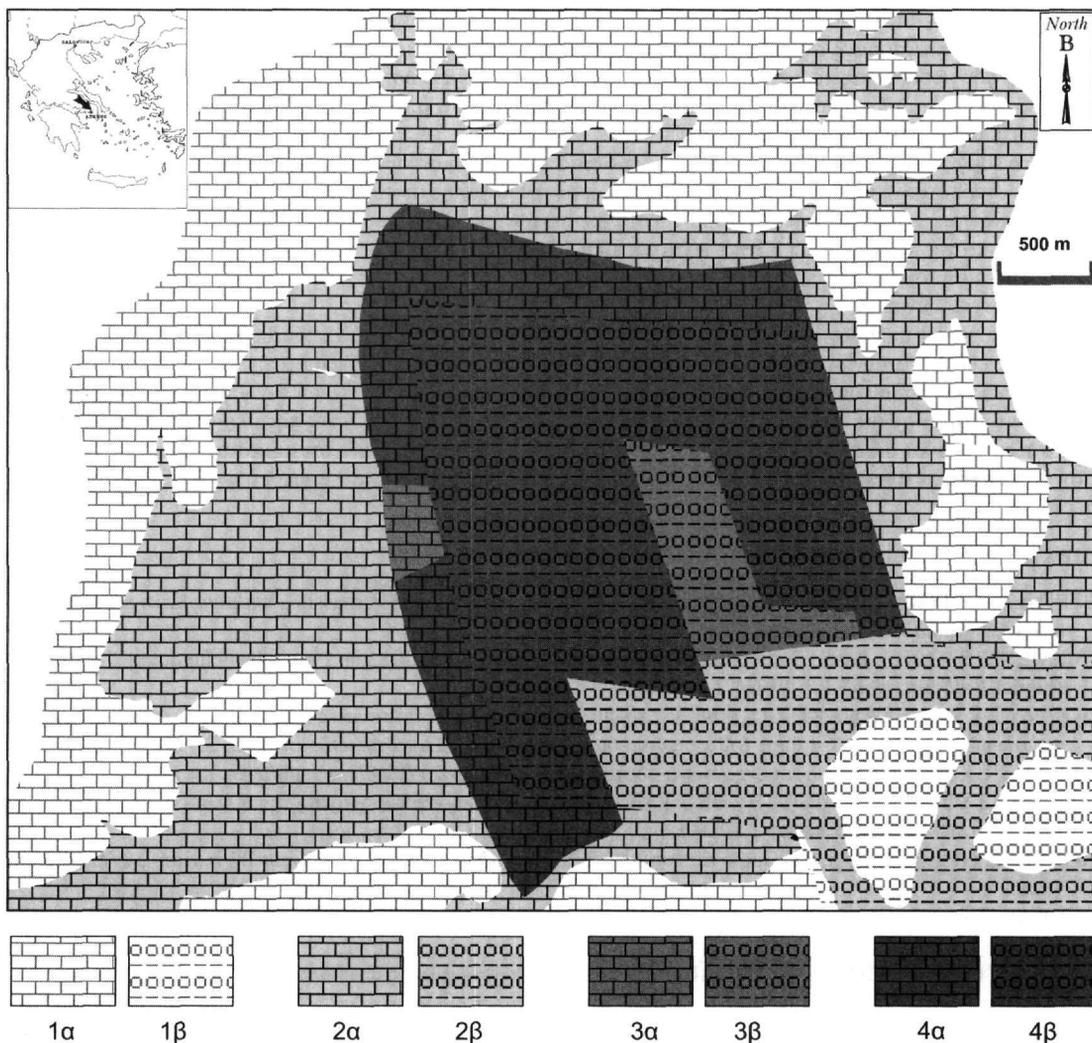
Οι γεωτρήσεις επιβεβαίωσαν την ύπαρξη της, δίνοντας μάλιστα ένα άλμα που πρέπει να υπερβαίνει τα 130 μέτρα, αφού βόρεια του ρήγματος το αλλικό υπόβαθρο απαντάται σε βάθος 20 μέτρων ενώ νότια σε βάθος μεγαλύτερο των 130 μέτρων (Εικ. 2). Με ρηξιγενείς ζώνες οριοθετούνται επίσης το ανατολικό και δυτικό όριο του τεκτονικού βυθίσματος της περιοχής. Στα ανατολικά η ζώνη αυτή (P5) φέρνει σε επαφή το αλλικό υπόβαθρο με τα κορήματα και έχει γενική διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ με κλίση προς τα ΔΝΔ. Η ύπαρξη του ρήγματος αυτού επιβεβαιώθηκε από τις γεωτρήσεις δίνοντας ένα άλμα που υπερβαίνει και στην περίπτωση αυτή τα 100 μέτρα. Γεωτρήσεις που έγιναν στο ανατολικό της ρηξιγενούς ζώνης συνάντησαν το αλλικό υπόβαθρο στα 30 περίπου μέτρα ενώ γεωτρήσεις που έγιναν στα δυτικά της ζώνης και έφθασαν το βάθος των 110 μέτρων δεν συνάντησαν το αλλικό υπόβαθρο (Εικ. 2). Η δυτική ρηξιγενής ζώνη (P6) παρουσιάζει αντίστοιχη διεύθυνση με την προηγούμενη αλλά αντίθετες κλίσεις προς τα ΑΒΑ. Συνιστά το δυτικό περιθωριακό ρήγμα της λεκάνης των Άνω Λιοσίων και παίρνει περισσότερο σαφή μορφή προς το νότιο τμήμα. Προς τα δυτικά οριοθετεί συχνές εμφανίσεις του αλλικού υποβάθρου που καλύπτονται από κορήματα που το πάχος τους δεν υπερβαίνει τα 20 μέτρα. Αντίθετα, ανατολικά οριοθετεί αποκλειστικά σχηματισμούς κορημάτων με μεγάλο πάχος, σύμφωνα με τις γεωτρήσεις. Μάλιστα πληθώρα της ρηξιγενούς ζώνης το πάχος κυμαίνεται από 50–70 μέτρα, με υπόβαθρο τότε ανθρακικά και τότε νεογενή φανερώνοντας ένα άλμα της τάξης των 50 μέτρων, ενώ προς το εσωτερικό της λεκάνης και νότια το πάχος των κορημάτων φαίνεται να υπερβαίνει τα 100 μέτρα δηλώνοντας ένα αντίστοιχης κλίμακας άλμα (Εικ. 2).

Εκτός από τις περιθωριακές ρηξιγενείς ζώνες σημαντικά ρήγματα εντοπίστηκαν και στο εσωτερικό του βυθίσματος που στο σύνολό τους δημιουργούν ένα μικρότερης τάξης σύνθετο τεκτονικό κέρασ με γενική διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ στα νότια και ΒΒΔ-ΝΝΑ στα βόρεια. Έχει σχηματισθεί στους νεογενείς σχηματισμούς, που βρίσκονται θαμμένοι κάτω από τα κορήματα και τα αλλούβια, σε ένα βάθος που, σύμφωνα με τις γεωτρήσεις, δεν ξεπερνά τα 20-30 μέτρα (Εικ. 2). Αντίθετα εκατέρωθεν του τεκτονικού αυτού κέρατος τα νεογενή απαντώνται σε βάθη μεγαλύτερα των 60-70 μέτρων φανερώνοντας την τάξη του άλματος των ρηγμάτων αυτών, που υπολογίζεται γύρω στα 20-50 (ή και περισσότερα) μέτρα κατά περίπτωση. Το ΒΑ περιθώριο του τεκτονικού αυτού κέρατος αποτελείται από μια σύνθετη τεκτονική ζώνη (P7α,β,γ,δ) από επιμέρους ρήγματα με διευθύνσεις ΒΒΔ-ΝΝΑ και ΔΒΔ-ΑΝΑ. Στη ΝΑ απόληξη της η ζώνη αυτή εμφανίζεται στην επιφάνεια και οριοθετεί τους νεογενείς σχηματισμούς από τα αλλούβια. Κατοπτρικές επιφάνειες απαντώνται σπάνια, με στοιχεία 60°-70° προς 020°. Το δυτικό περιθώριο αποτελείται επίσης από αντίστοιχης γεωμετρίας ρήγματα (P8α,β,γ,δ), και όπως διαπιστώθηκε από τις γεωτρήσεις τα άλματα παρουσιάζονται μικρότερα στο ΒΒΔ τμήμα της ζώνης (γύρω στα 2-30 μέτρα), σε αντίθεση με το ΝΝΑ που είναι μεγαλύτερα (>50 μέτρα).

4. ΣΥΝΘΕΣΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Με βάση όσα αναφέρθηκαν στα προηγούμενα, μπορούν να γίνουν οι ακόλουθες επισημάνσεις σχετικά με τη γεωλογική και τεκτονική δομή της περιοχής ανάμεσα στις ΒΑ απολήξεις του όρους Αιγάλεω και την Πάρνηθα.

- Οι αλλικόι σχηματισμοί αντιπροσωπεύονται από μικρές υπολειμματικές εμφανίσεις της αλλόχθονης ενότητας Αττικής που είναι εκωθημένη στην Υποπελαγονική ενότητα, με μια σαφή τεκτονική επαφή διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ, κατά μήκος των ΝΑ κλιτύων του Αιγάλεω και της Πάρνηθας. Εσωτερικές λεπιώσεις και ολισθήσεις χαρακτηρίζουν τη δομή και των δύο ενότητων.
- Μεταλλικοί σχηματισμοί (λιμνοχερσαία νεογενή, κορήματα και αλλούβια) εμφανίζονται στη μικρή λεκάνη των Άνω Λιοσίων, ανάμεσα στο Αιγάλεω και την Πάρνηθα, και ΝΑ του Αιγάλεω προς τη πλευρά του λεκανοπεδίου. Οι περισσότεροι χαλαροί σχηματισμοί απαντώνται στο κεντρικό, νότιο και ανατολικό τμήμα της λεκάνης.
- Η τεκτονική δομή χαρακτηρίζεται από μεγάλα περιθωριακά ρήγματα (με άλματα μεγαλύτερα από 100 μέτρα) που οριοθετούν τους αλλικούς από τους μεταλλικούς σχηματισμούς με κύριες διευθύνσεις ΒΑ-ΝΔ για την περιοχή ΝΑ του Αιγάλεω και ΒΒΔ-ΝΝΑ και ΔΒΔ-ΑΝΑ για την περιοχή της λεκάνης των Άνω Λιοσίων.
- Μικρότερα ρήγματα, με άλματα γύρω στα 50 μέτρα και αντίστοιχες διευθύνσεις, εντοπίζονται και στο εσωτερικό της λεκάνης, δημιουργώντας μικρότερης τάξης τεκτονικά κέρατα και βυθίσματα. Τα περισσότερα από αυτά εντοπίζονται στο κεντρικό, νότιο και ανατολικό τμήμα της λεκάνης.
- Η εξέλιξη της νεοτεκτονικής περιόδου, κυρίως σε σχέση με τη δραστηριοποίηση των ρηγμάτων, μπορεί να συνοψισθεί στα ακόλουθα: Στην προ-νεογενή περίοδο στην ευρύτερη περιοχή υφίσταται ένα έντονο αλλικό ανάγλυφο με κύρια χαρακτηριστικά μια μορφολογική ταπεινώση που στο κεντρικό τμήμα της περιοχής θα πρέπει να ήταν περισσότερο έντονη. Στο πέρασμα στη νεογενή περίοδο ξεκινά η δραστηριοποίηση των



Εικ. 2. Χάρτης ισοβαθών υποβάθρου. 1: επιφανειακή εμφάνιση του αλπικού (α) ή νεογενούς (β) υποβάθρου, 2: βάθος αλπικού (α) ή νεογενούς (β) υποβάθρου < 20 μέτρα, 3: βάθος αλπικού (α) ή νεογενούς (β) υποβάθρου 20 - 50 μέτρα, 4: βάθος αλπικού (α) ή νεογενούς (β) υποβάθρου > 50 μέτρα.

Fig. 2. Map showing the depth of the alpine or neogene basement. 1: surface outcrop of the alpine (a) or neogene (b) basement, 2: depth of the alpine (a) or neogene (b) basement < 20 m, 3: depth of the alpine (a) or neogene (b) basement 20 - 50 m, 4: depth of the alpine (a) or neogene (b) basement > 50 m.

μεγάλων περιθωριακών ρηξιγενών ζωνών, ή και άλλων που βρίσκονται εσωτερικότερα, και ο σχηματισμός των κύριων λεκανών, οι οποίες είχαν αισθητά μεγαλύτερη έκταση από τις σημερινές εμφανίσεις των νεογενών σχηματισμών. Κατά την απόθεση, αλλά και μετά την απόθεση, των νεογενών σχηματισμών αρχίζει η δραστηριότητα των ρηγμάτων και ρηξιγενών ζωνών στο εσωτερικό τμήμα της λεκάνης. Σταδιακά το περιβάλλον γίνεται ηπειρωτικό με έντονες τάσεις ανυψώσεως και έντονη διάβρωση η οποία έδωσε τους εντυπωσιακούς κώνους κορημάτων της περιοχής. Κατά την περίοδο αυτή είναι πιθανό να συνεχίστηκε η δράση ορισμένων ρηγμάτων, η οποία όμως δεν μπορεί να τεκμηριωθεί λόγω της ταχείας κάλυψης των ιχνών των ρηγμάτων από τα φερτά υλικά των κώνων.

Ένα ερώτημα που τίθεται στη συνέχεια είναι αν η γεωλογική και τεκτονική δομή της περιοχής μπορεί να συσχετισθεί άμεσα με την κατανομή των καταστροφών κατά τον σεισμό του Σεπτεμβρίου 1999, δεδομένου ότι

τα χαρακτηριστικά του σεισμού και των κατασκευών δεν μπόρεσαν σε κάθε περίπτωση να δώσουν μια πιθανή ερμηνεία. Οι καταστροφές στην περιοχή που μελετήθηκε εντοπίζονται σε μία ζώνη με γενική διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ, δηλαδή κυρίως στις περιοχές όπου από άποψη εδαφών θεμελίωσης επικρατούν (με σημαντικό πάχος) οι περισσότερο χαλαροί σχηματισμοί, είτε αυτοί αντιπροσωπεύονται από τα πιο χαλαρά μέλη των κώνων κορημάτων είτε από τις αλλουβιακές αποθέσεις.

Αυτός όμως δεν ήταν και ο μοναδικός παράγοντας που καθόρισε την κατανομή των καταστροφών, αφού οι σημαντικότερες από αυτές εντοπίζονται: i) κατά μήκος της μεγάλης τεκτονικής ασυνέχειας που χωρίζει τις δύο αλπικές ενότητες και ii) στην περιοχή όπου η συχνότητα των ρηγμάτων, που αναπτύσσονται στα περιθώρια και το εσωτερικό της νεογενούς λεκάνης, είναι μεγάλη. Τα ρήγματα αυτά δεν επαναδραστηριοποιήθηκαν με το σεισμό, διεδραμάτισαν όμως σημαντικό ρόλο στην “κατεύθυνση” και “εκτόνωση” της σεισμικής ενέργειας σε συγκεκριμένες ζώνες.

Φαινόμενα basin effects και boundary effects (LEKKAS 2000, SOMERVILLE 2000) όπου η δομή της λεκάνης και η γεωμετρία των ρηγμάτων λειτούργησαν ως ανακλαστικές εγκλωβίζοντας και “πολλαπλασιάζοντας” τα σεισμικά κύματα με άμεσο αντίκτυπο και στον πολλαπλασιασμό των εδαφικών κινήσεων και επιταχύνσεων, πρέπει να έλαβαν χώρα, δεδομένου ότι οι γεωλογικές και τεκτονικές συνθήκες της περιοχής, όπως αναλύθηκαν στα προηγούμενα, είναι κατάλληλες γι’ αυτό. Δεν είναι τυχαίο άλλωστε ότι οι καταστροφές εντοπίζονται στην κεντρική και ανατολική περιοχή της λεκάνης όπου τα ρήγματα και πιο σαφή είναι αλλά και αριθμητικά περισσότερα.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ

- BITTNER, A. (1880): Geologische bau von Attica, Boeotien, Lokros und Parnassis. *Denksch. Kaiserlichen Akad. der Wissenschaften. Wien* 1880.
- CLEMENT, B. (1976): Essai d' interpretation structural d' un secteur des zones internes helleniques: l' Attique - Beotie. *Bull. Soc. geol. Fr.*, XVIII, 2, 309-316.
- ΔΟΥΝΑΣ, Α. & ΓΑΙΤΑΝΑΚΗΣ, Π. (1981): Στρωματογραφικές και τεκτονικές παρατηρήσεις στη βουνοσειρά Αιγάλεω και στο δυτικό τμήμα του λεκενοπεδίου της Αθήνας. *Ορυκτός Πλούτος*, 13, 21-31.
- FREYBERG, B. (1951): Το νεογενές βορειοδυτικώς των Αθηνών. *ΥΓΕΝ*, No 1, Athens.
- ΚΑΤΣΙΚΑΤΣΟΣ, Γ., ΜΕΤΤΟΣ, Β., ΒΙΔΑΚΗΣ, Μ. (1986): Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας. Φύλλο Αθήνα-Ελευσίνα. Κλ. 1:50.000, έκδοση Ι.Γ.Μ.Ε.
- KOBER, L. (1929): Beitrage zur Geologie von Attica. *Sitzung sbec. d. Akad. d. Wiss. in Wien. Abt. I*, 138B, 8 Heft, 1929.
- LEKKAS, Th. (2000): New Data for Seismic Hazard Analysis. *Risc Analysis II (Ed. C.A. Brebbia)*, 245-255, WIT Press.
- ΛΕΚΚΑΣ, Ευθ., ΛΟΖΙΟΣ, Σ. & ΔΑΝΑΜΟΣ, Γ. (2000). Αντισεισμικός Σχεδιασμός Δήμου Άνω Λιοσίων. Γεωλογική Νεοτεκτονική Έρευνα. *Ερευνητικό πρόγραμμα που εκτελέσθηκε για λογαριασμό του Δήμου Άνω Λιοσίων*. 190 σελ., Αθήνα 2000.
- LEPSIUS, R. (1893): Geologie von Attica. *Berlin* 1893.
- MARINOS, Γ. (1937): Η τεκτονική θέσις του συστήματος των σχιστολίθων των Αθηνών εις την δυτικήν ζώνην αυτού. *Πρακτ. Ακαδ. Αθ.*, 12, 16-21.
- MARINOS, Γ. (1955): Η ηλικία των μεταμορφωμένων στρωμάτων της Αττικής. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Ετ.*, 2, 1-13.
- MARINOS, Γ., ΚΑΤΣΙΚΑΤΣΟΣ, Γ., ΓΕΩΡΓΙΑΔΟΥ-ΔΙΚΑΙΟΥΛΙΑ, Ε., ΜΙΡΚΟΥ Ρ. (1971): Το σύστημα των Σχιστολίθων Αθηνών. I. Στρωματογραφία και τεκτονική. *Ann. Geol. Pays Hell.*, XXIII, 183-216.
- MARINOS, Γ., ΚΑΤΣΙΚΑΤΣΟΣ, Γ., ΜΙΚΡΟΥ-ΠΕΡΙΠΟΠΟΥΛΟΥ, Ρ. (1974): Το σύστημα των σχιστολίθων των Αθηνών II. Στρωματογραφία και τεκτονική. *Ann. Geol. Pays Hell.*, XXV, 439-444.
- NEGRIS, Ph. (1912): Sur l' age des schistes d' Athenes. *Com. Red. Ac. Sc. Paris*, 154, 1838-1840.
- NEGRIS, Ph. (1913): Contribution a la geologie de l' Attique. *Com. Red. Acad. Sc. Paris*, 156, 1286-1288.
- NIDERMAYER, J. (1971): Die geologische Karte von Athen 1:10.000. *Bull. Geol. Soc. Greece*, VIII/2, 117-134.
- ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, Δ. (1986): Γεωλογία Ελλάδας. 286 σελ., Αθήνα 1986.
- ΠΑΡΑΣΚΕΥΑΙΔΗΣ, Η. & ΧΩΡΙΑΝΟΠΟΥΛΟΥ, Π. (1978): Μία τομή απ' το βουνό Αιγάλεω. Ο Αθηναϊκός σχιστόλιθος, οι λόφοι της Αθήνας. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, 13/2, 116-141.
- PETRASCHECK, W., MARINOS, G. (1953): Zur Geologie von Attica. *Kober Festsch.*, 52-59, Wien.
- RENZ, C. (1908): Sur les preuves de l' existence du Carbonifere et du Trias dans l' Attique. *Bul. Soc. Geol. France*, 8, 519-523.
- RENZ, C. (1909): Der Nachweis von Carbon und Trias in Attica. *Zentz. Miner.*, 84-87.

- SINDOWSKI, K. (1949): Der geologische Bau von Attica. *Ann Geol. Pays Hell.*, 2, 163-218.
- SOMERVILLE, P. (2000): Seismic Hazard Evaluation. *12th Word Congr. On Earth. Eng., Auckland, New Zealand, Pres. No 2833.*
- ΤΑΤΑΡΗΣ, Α. (1967): Παρατηρήσεις επί της δομής της περιοχής Σκαραμαγκά - όρους Αιγάλεω - Πειραιώς - Αθηνών (Αττική). *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Ετ.*, VIII/1, 52-88.
- ΤΑΤΑΡΗΣ, Α. (1972): Νεώτερα πορίσματα επί της Γεωλογίας της νήσου Σαλαμίνας και της περιοχής Αττικής. *Δελτίο Ε.Γ.Ε.*, 7/1, 52-58.
- ΧΑΡΑΛΑΜΠΑΚΗΣ, Σ. (1951): Συμβολή στη γνώση του Νεογενούς της Αττικής. *Ειδ. Μελ. Γεωλ. Ελλάδος, Υ.Ε.Υ. Υπουργείο Συντονισμού, Αθήνα.*

ΑΝΑΘΕΩΡΗΣΗ ΤΟΥ ΓΕΩΛΟΓΙΚΟΥ ΧΑΡΤΗ ΚΑΙ ΤΡΙΣΔΙΑΣΤΑΤΗ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ ΔΟΜΗΣ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΟΥ ΦΑΡΑΓΓΙΟΥ ΤΗΣ ΣΑΜΑΡΙΑΣ, Δ. ΚΡΗΤΗ*

E. ΜΑΝΟΥΤΣΟΓΛΟΥ^{1,2}, Ε. ΣΠΥΡΙΔΩΝΟΣ¹, Α. SOUJON¹ & V. JACOBSHAGEN¹

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η ψηφιακή τρισδιάστατη γεωμετρική προσομοίωση της γεωλογικής δομής της περιοχής του φαραγγιού της Σαμαριάς βασίστηκε στη μελέτη της στρωματογραφικής διάρθρωσης και τεκτονικής εξέλιξης των μεταμορφωμένων πετρωμάτων της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων στη SW Κρήτη, στα πλαίσια του Διεθνούς Προγράμματος Ηπειρωτικών Γεωτρήσεων (I.C.D.P.). Παρουσιάζονται σύντομα οι μέθοδοι προσομοίωσης και η χρήση τους στις γεωεπιπτώσεις. Αναλύεται η μέθοδος κατασκευής του ομοιώματος και εξετάζονται δύο υποθέσεις για τη γεωλογική δομή της περιοχής: α) εκείνη που προτείνεται από τον υπάρχοντα γεωλογικό χάρτη (συγκλινική μεγαλοδομή) και β) αυτή που προκύπτει από τον συνδυασμό των υπαρχόντων στοιχείων, των διορθώσεων κατόπιν γεωμετρικών προσομοιώσεων και της προσθήκης νέων δεδομένων από υπαίθριες παρατηρήσεις και μετρήσεις. Προτείνεται και προσομοιάζεται μια νέα, αντικλινική μεγαλοδομή για την περιοχή αυτή, με άξονα διεύθυνσης NNE/SSW, υποβυθιζόμενο προς NE.

ABSTRACT

The island of Crete is situated near the front of an active plate margin. Therefore, it is of great interest in the framework of the International Continental Drilling Project (I.C.D.P.). A short review of the digital modelling methods, their applications in the geosciences and the associated advantages is also presented. The digital 3-dimensional geometric model of the geological structure of the Samaria Gorge region is based on the study of the stratigraphy and the tectonic evolution of the metamorphic rocks of the Plattenkalk group in SW Crete. Data from the geological map of Greece (Vatolakkos sheet, 1:50.000) and from the literature have been supplemented by geological mapping and structural analyses. In our study we applied interactive 3D CAD methods implemented in the integrated software package SURPAC2000. The surface geology has been draped over a digital elevation model of the topography in order to model the geometry of the subsurface structures. Two hypotheses about the geological structure of the region are examined: a) the one given by the existing geological map, which proposes a syncline structure and b) the one resulting from the combination of existing data, corrections carried out through repeated 3D simulations and new field observations. After distinguishing in the S of the study area the Trypali union, overthrust on the Plattenkalk group, we propose an anticline structure with a NNE/SSW striking axis dipping to the NE.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Τρισδιάστατη προσομοίωση, Σχεδιασμός με τη βοήθεια υπολογιστή, Πλακώδεις ασβεστόλιθοι, Σαμαριά, Κρήτη

KEY WORDS : 3D modelling, CAD, Plattenkalk, Samaria gorge, Crete, Greece.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η Κρήτη, δεύτερη σε μέγεθος νήσος στο νεοτεκτονικά ενεργό χώρο της ανατολικής Μεσογείου, λόγω της σημερινής γεωτεκτονικής της θέσης στην επιπεύουσα περιοχή των δύο συγκλινόντων λιθοσφαιρικών πλακών (Ευρασιατικής και Αφρικανικής), αποτελεί για τους μεσοπρόθεσμους σκοπούς του International Continental Drilling Program (I.C.D.P.) μια πιθανή περιοχή για την ανόρυξη μιας πολύ βαθιάς ερευνητικής γεώτρησης. Συνεπακόλουθα η γνώση των μεγαλοδομών των επάλληλων τεκτονικών ενοτήτων που δομούν τη νήσο παρέχει αναγκαίες πληροφορίες για τους μηχανισμούς παραμόρφωσης των πετρωμάτων αυτών κατά την εξέλιξη του

* Revision of the geological map and 3D modelling of the geological structure of the Samaria Gorge Region, W. Crete.

1. Institut für Geologie, Geophysik und Geoinformatik der Freien Universität Berlin, Malteserstr. 74-100, D-12249 Berlin, Germany

2. Technical University of Crete, Faculty of Mineral Resources Engineering, Chania

ορογενούς. Επιπρόσθετα επιτρέπει μια πρώτη προσέγγιση για την εξέλιξη και την κατανομή των τάσεων, των ασυνεχειών και γενικότερα όλων εκείνων των μεγεθών που έχουν καθορίσει ή επηρεάζουν τη γεωμηχανική συμπεριφορά των πετρωμάτων αυτών. Για τους λόγους αυτούς η τεκτονικά κατώτερη ενότητα της Κρήτης, τα γνωστά από τη βιβλιογραφία μεταμορφωμένα πετρώματα της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστόλιθων (MANUTSOGLU et al. 1995a), των οποίων η παλαιογεωγραφική τοποθέτηση και η πολύπλοκη τεκτονομεταμορφική εξέλιξη αποτελούν θέμα πολύχρονων επιστημονικών συζητήσεων, απαιτούν μια λεπτομερέστερη μέλητη. Ιδιαίτερα στη δυτική Κρήτη οι γεω(μορφο)λογικές συνθήκες (φαράγγια παράλληλης διεύθεσης με διεύθυνση βορρά-νότο) επιτρέπουν τον ελεγχόμενο χωροταξικό συσχετισμό στρωματογραφικών και τεκτονικών δομών, με την χρήση τρισδιάστατων μοντέλων γεωλογικής προσομοίωσης και ερμηνείας. Στην εργασία αυτή, παρουσιάζεται η πρώτη τρισδιάστατη ψηφιακή γεωλογική προσομοίωση, αυτή της ευρύτερης περιοχής του φαραγγιού της Σαμαριάς στην περιοχή της νοτιοδυτικής Κρήτης. Χρησιμοποιώντας δεδομένα νεωτέρων εργασιών αλλά κυρίως στοιχεία από εργασίες υπαίθρου, αναθεωρήθηκε η δομή του ευρύτερου χώρου του φαραγγιού της Σαμαριάς, αυτής που προέκυπτε από τα υπάρχοντα στοιχεία του γεωλογικού χάρτη και κατασκευάστηκε ένα νέο, αναθεωρημένο τρισδιάστατο ψηφιακό γεωλογικό μοντέλο της περιοχής.

2. ΙΣΤΟΡΙΚΗ ΑΝΑΔΡΟΜΗ ΤΡΙΣΔΙΑΣΤΑΤΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ

Η τρισδιάστατη γεωλογική προσομοίωση (3D geological modelling) με τη βοήθεια ηλεκτρονικού υπολογιστή άρχισε να εφαρμόζεται και να εξελίσσεται από και για τις ανάγκες του μεταλλευτικού κλάδου στις αρχές της δεκαετίας του 1960. Σταθμοί που καθόρισαν την περαιτέρω εξέλιξη στον τομέα αυτόν ήταν η μέθοδος του τρισδιάστατου ομοιώματος σταθερού μπλοκ (3D fixed block model) που χρησιμοποιήθηκε σε μη στρωσιγενή ή τεκτονικά παραμορφωμένα στρωσιγενή κοιτάσματα (SHURTZ 1959) και ο κάρναβος προσομοίωσης στρώσης (gridded seam model) (ZENSUS 1963) που εφαρμόστηκε σε τεκτονικά αδιατάρακτα στρωσιγενή κοιτάσματα. Η ραγδαία εξέλιξη στον τομέα των ψηφιακών ηλεκτρονικών υπολογιστών έδωσε ώθηση στην εφαρμογή σχεδιαστικών μεθόδων με τη βοήθεια υπολογιστή (CAD - Computer Aided Design). Από μια σειρά μεθόδων (VOELCKER & REQUICHA 1982, REQUICHA & VOELCKER 1983) η μέθοδος της παράστασης οριακών επιφανειών (Boundary Representation, BRep) αποδείχθηκε η πιο κατάλληλη για γεωμετρική προσομοίωση σε γεωλογικές εφαρμογές. Μια εκτεταμένη επισκόπηση των τρισδιάστατων μεθόδων που εφαρμόζονται στον τομέα των γεωεπιστημών παρουσίασε ο HOULDING (1994).

3. ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ

Κατά τη γεωμετρική προσομοίωση ενός γεωλογικού φαινομένου μεταβιβάζεται το γεωλογικό πρότυπο-ομοίωμα (geological model) σε ένα τρισδιάστατο ψηφιακό γεωμετρικό ομοίωμα. Η συλλογή των πρωτογενών δεδομένων από το φυσικό περιβάλλον ακολουθεί τις νομοτέλειες της γεωλογικής χαρτογράφησης. Η επεξεργασία των δεδομένων αυτών, που συμπληρώνονται από το σύνολο των υπάρχοντων για την περιοχή δεδομένων, για τη μεταφορά τους στο τεχνητό περιβάλλον, που οδηγεί στην τελική χαρτογραφική απεικόνιση, γίνεται με τη χρήση απόλυτων γεωμετρικών κανόνων. Τα περισσότερα δεδομένα της γεωλογικής χαρτογράφησης είναι γεωμετρικού τύπου (παράταξεις, κλίσεις) που καταγράφονται ύστερα από παρατηρήσεις και μετρήσεις. Δεν λείπει όμως και η ανάλυση και παρουσίαση χωρικών δεδομένων και πληροφοριών όπου προσεγγίζονται και παρουσιάζονται μακροχρόνιες, επάλληλες χωροχρονικές γεωλογικές διεργασίες, που απαιτούν και εμπειρίχων ταυτόχρονα την ερμηνεία του ερευνητή-χαρτογράφου.

Για τα δεδομένα αυτού του τύπου ο χρήστης υποστηρίζεται από το υπόμνημα του χάρτη και από αντιπροσωπευτικές γεωλογικές τομές. Στην κλασική αποτύπωση της γεωλογικής χαρτογράφησης μεταφέρεται ένα μέρος της ερμηνείας στον χρήστη. Κλασικό παράδειγμα αποτελεί η κατανομή του πάχους των διαφόρων σχηματισμών στο σύνολο της περιοχής. Το μεγαλύτερο δε πρόβλημα βρίσκεται στην ερμηνεία του άλματος των ρηγμάτων της περιοχής. Είναι αυτονόητο ότι με την κλασική μέθοδο αποτύπωσης ένα μέρος της ερμηνείας του γεωλογικού χάρτη μεταφέρεται αυτόματα στον χρήστη.

Η μέθοδος της τρισδιάστατης γεωλογικής απεικόνισης παρουσιάζει τα εξής πλεονεκτήματα σε σύγκριση με την κλασική, στατικού τύπου απεικόνιση:

- Ο μελετητής υποστηρίζεται στην κατασκευή ενός λογικά ορθού προτύπου. Σφάλματα και αντινομίες γίνονται εμφανή κατά τη διαδικασία της γεωμετρικής προσομοίωσης και μπορούν να διορθωθούν.
- Τα σφάλματα ερμηνείας, σε σχέση με τον κλασικό γεωλογικό χάρτη περιορίζονται αισθητά, επειδή στο ψηφιακό ομοίωμα μεταφέρονται και συνδυάζονται με μεγαλύτερη ακρίβεια τόσο τα συλλεγόμενα πρωτογενή στοιχεία, τα υπάρχοντα βιβλιογραφικά δεδομένα, όσο και οι εμπειρίες και απόψεις του ερευνητή.
- Ο γεωλογικός χάρτης δεν υποστηρίζεται μόνο από αντιπροσωπευτικές γεωλογικές τομές αλλά από τη δυ-

νατότητα κατασκευής οποιασδήποτε τομής η τομών σε κάθε διεύθυνση.

- Οι πληροφορίες που περιέχονται στο πρότυπο μπορούν εύκολα να αναπαραχθούν και να παρουσιαστούν είτε με τη μορφή τομών σε διάφορες διευθύνσεις είτε υπεδιαφικών χαρτών.
- Γίνεται δυνατή η εύκολη και ακριβής ποσοτικοποίηση της γεωλογικής πληροφορίας (όγκοι, πάχη, άλμα ρηγμάτων, κλπ.) και η αντίστοιχη παρουσίαση (π.χ. χάρτες ισοπαχών, ομαδοποίηση, ή γενεές ρηγμάτων).
- Γίνεται εύκολη η ενσωμάτωση ψηφιακών εικόνων και στοιχείων από τηλεπισκοπικούς δορυφόρους, ψηφιακά φωτογραμμετρικά όργανα, μοντέρνα τοπογραφικά όργανα, και δορυφορικά συστήματα εντοπιμού (GPS).
- Η μέθοδος παρουσιάζει μεγάλες αναλυτικές δυνατότητες που εξαρτιούνται από την κλίμακα ψηφιοποίησης της τοπογραφίας. Η δυνατότητα αυτή μετατρέπεται πρακτικά σε εισαγωγή πληθώρας ταξηθετιμένων δεδομένων, χωρίς η ποσότητα των στοιχείων να επιδρά στην ελοπτεία της χαρτογραφικής απεικόνισης.
- Εκτός από την επιτάχυνση της χαρτογραφικής παραγωγής, παραμένει ανοιχτή η διαδικασία για ευκολότερη μετατροπή, ενημέρωση, και αναθεώρηση του χάρτη.
- Γίνεται εύκολη η παραγωγή ειδικών θεματικών χαρτών για συγκεκριμένες εφαρμογές και χρήστες.
- Είναι δυνατή η σύνδεση χαρτογραφικών και θεματικών δεδομένων για αξιοποίηση σε ένα σύστημα πληροφοριών (G.I.S.).

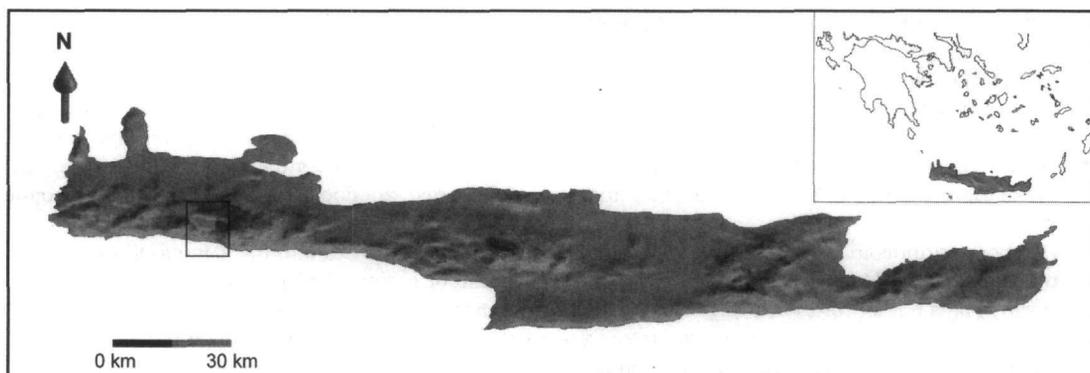
Δύο δομές δεδομένων χρησιμοποιούνται για την αποθήκευση των γεωμετρικών στοιχείων σε ψηφιακή μορφή: η διανυσματική (vector) και η μωσαϊκή ή ψηφιδωτή δομή δεδομένων (raster). Στη διανυσματική δομή, το βασικό δεδομένο είναι το σημείο με τις συντεταγμένες του (2- ή 3-διάστατο) και οι γραμμές που ενώνουν τα σημεία (strings). Στη ψηφιδωτή δομή, η βασική λογική μονάδα είναι η ψηφίδα, γνωστή και ως pixel. Κάθε pixel έχει τα δικά του θεματικά δεδομένα.

Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκε το σύστημα SURPAC2000 (SSI, 1995a,b), στο οποίο συνδυάζονται μοντέλα επιφανείας και ογκομετρικά (GOEBL 1992). Στη διεθνή βιβλιογραφία τα μοντέλα επιφανείας είναι γνωστά είτε σαν DTM (Digital Terrain Model) είτε σαν DEM (Digital Elevation Model). Η υλοποίηση των DTMs στον υπολογιστή βασίζεται είτε σε ορθογώνιο κανονικό δίκτυο (κανονικός ορθογώνιος κάρναβος) είτε σε μη κανονικό τριγωνικό δίκτυο (Triangular Irregular Network, TIN). Η προσέγγιση με βάση τον τριγωνισμό αντιμετωπίζει καλύτερα την μεταβολή της πυκνότητας των στοιχείων στο χώρο, κάτι πολύ σημαντικό για τις γεωλογικές εφαρμογές, όπου η ομοιογενής χωρική κατανομή δεδομένων είναι σπάνια.

4. ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

4.1. Γενικά

Η Κρήτη έχει μια πολύπλοκη γεωλογική δομή, αντιπροσωπευτική των πολύπλοκων τεκτονομεταμορφικών διαδικασιών του Αλπικού Ορογενετικού Κύκλου στον χώρο της Ανατολικής Μεσογείου. Χαρακτηριστικό της δομής της είναι η καλυμματική τοποθέτηση τεκτονικών ενοτήτων που αποτελούν λιθοστρωματογραφικές ομάδες πετρωμάτων που διαφέρουν όχι μόνο στην αρχική τους παλαιογεωγραφική προέλευση και εξάπλωση, αλλά και στη σύσταση και τον βαθμό μεταμόρφωσης. Στην πάροδο των ετών οι διάφορες ερευνητικές ομάδες αλλά και μεμονωμένοι ερευνητές, στην προσπάθεια τους να καταγράψουν και να περιγράψουν συστηματικά τις ιδιομορφίες των διαφόρων αυτών ενοτήτων που δομούν τη νήσο, εισήγαγαν έναν πολύ μεγάλο αριθμό ονοματολογιών. Μόνο για την τεκτονικά κατώτερη ενότητα, που δομεί το μεγαλύτερο ποσοστό της νήσου, έχουν χρησιμοποιηθεί οι όροι: Talea Ori-Serie (EPTING et al. 1972), Ida Zone (BONNEAU 1973), Talea Ori-Gruppe (KUSS & THORBECKE 1974), Plattenkalk-Serie (CREUTZBURG & SEIDEL 1975), ενότητα/ζώνη Κρήτης-Μάνης (ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ 1978, 1980). Για την αντιμετώπιση του προβλήματος προτάθηκε ο όρος Ομάδα των Πλακωδών Αρβεστόλιθων (Plattenkalk-Group), μετά από την συρραφή εργασιών όπου τεκμηριώθηκε η αναγκαιότητα της εισαγωγής μιας ενιαίας ονοματολογίας βασισμένης σε λιθοστρωματογραφικά κριτήρια (MANUTSOGLU et al. 1995b).



Εικ. 1 : Θέση της περιοχής μελέτης
Pic. 1 : Position of the study area

Η Ομάδα των Πλακωδών Ασβεστόλιθων κατατάσσεται στην προχώρα των Ελληνίδων. Τα πετρώματα της εμφανίζονται στην Πελοπόννησο δομώντας τους ορεινούς όγκους του Πάρωνα, του Ταΰγετου και ολόκληρης της χερσονήσου της Μάνης. Μέσω της Κρήτης όπου και δομούν πάνω από το 70% της νήσου, συνεχίζουν την εμφάνιση τους στην Κάσο, Κάρπαθο και Ρόδο. Ολόκληρη η ακολουθία χαρακτηρίζεται κυρίως από τεκτονική συμπίεση με έντονη πτύχωση, λείπωση, επιπτεύσεις και συγκινηματική μεταμόρφωση.

Στην Κρήτη παλαιότερα σε ηλικία πετρώματα της Ομάδας αυτής βρίσκονται, σε ανάστροφη στρωματογραφικά θέση, στα Ταλλαία Όρη της κεντρικής Κρήτης, αποτελούμενα από τους ανθρακικούς-κλαστικούς σχηματισμούς των Φόδελε και Σίσσης, που με τη βοήθεια απολιθωμάτων (τρηματοφόρα, βρυόζωα, φύκη και κωνόδο-ντα) χρονολογήθηκαν ως ηλικίας Ανωτέρου Πέριμου. Σαν το παλαιότερο τμήμα των σχηματισμών αυτών περιγράφηκαν οι σχιστόλιθοι του Γαληνού που εξαιτίας μιας πολύ πλούσιας απολιθωμένης πανίδας και χλωρίδας τοποθετήθηκαν χρονικά στο όριο Ανώτερου Λιθανθρακοφόρου και Πέριμου (EPTING et al. 1972, KOENIG & KUSS 1980). Προς το υπερκείμενο, μετά από ένα στρωματογραφικό κενό από το Ανίσιο μέχρι το Κάρνιο ακολουθεί μια μεγάλου πάχους ακολουθία στρωματολιθικών δολομιτών που τα κατώτερα τμήματα της χρονολογήθηκαν Λιασίου ηλικίας, στη συνέχεια βρίσκεται η γνωστή ανθρακική ακολουθία των εναλλασσόμενων πλακωδών ασβεστόλιθων με κερατολίθους, από όπου και προήλθε και η ονοματολογία της Ομάδας των πετρωμάτων αυτών και τέλος η ακολουθία του Καλαβρού, ένας κλαστικός σχηματισμός που διαφέρει εντελώς από τον φλύσχη των δυτικών Ελληνίδων. Στη βάση του βρέθηκαν τρηματοφόρα ηλικίας Κάτω Ολιγόκαινου (ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ 1972, BONNEAU 1973).

4.2. Περιοχή μελέτης

Στη δυτική Κρήτη οι υπάρχοντες γεωλογικοί χάρτες χρονολογούνται από τη δεκαετία του 1960, για ορισμένα τμήματα της δε, όπως για την περιοχή της Παλαιόχωρας, ο βασικός γεωλογικός χάρτης δεν έχει ακόμη εκδοθεί. Αν και μια σειρά επιστημόνων έχουν εργαστεί και δημοσιεύσει στην ευρύτερη περιοχή (ΤΑΤΑΡΗΣ & ΧΡΙΣΤΟΔΟΥΛΟΥ 1965; 1969, CREUTZBURG & SEIDEL 1975, XAVIER 1976, GREILING & SKALA 1977, 1979, ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ 1978, 1980), ειδικά για την περιοχή του φαραγγιού της Σαμαριάς υπάρχει μόνο ο χάρτης του Ι.Γ.Μ.Ε., φύλλο Αλικιανός (ΤΑΤΑΡΗΣ & ΧΡΙΣΤΟΔΟΥΛΟΥ 1969), τον οποίο χρησιμοποιήσαμε σαν βάση για την κατασκευή του αρχικού τρισδιάστατου γεωλογικού μοντέλου. Κατά τους ανωτέρω ερευνητές στην περιοχή που καλύπτει ο χάρτης διακρίνονται εκτός των σχηματισμών του Τεταρογενούς και των νεογενών ακολουθιών τμήματα της σειράς της Τρίπολης που αντιπροσωπεύονται από ιουραϊκής και κρητιδικής ηλικίας ασβεστολιθικά πετρώματα που εμφανίζονται δυτικότερα από τη νότια έξοδο του φαραγγιού της Σαμαριάς.

Στο βόρειο και δυτικό τμήμα της περιοχής, με εμφανή τεκτονική επαφή προς το υποκείμενο εμφανίζονται γκριζά και λευκά δολομιτικά μάρμαρα που εμπεριέχουν ένα χαρακτηριστικό βιτομμενιούχο δολομιτικό οριζόντα, πάχους 2-3 μέτρων. Τα μάρμαρα προσομοιάζουν κατά θέσεις προς τους πλακώδεις κρυσταλλικούς ασβεστολίθους, χωρίς όμως να εμπεριέχουν πυριτολίθους. Πρόκειται για τους ασβεστολίθους της ενότητας Τρυπαλίου (CREUTZBURG & SEIDEL 1975), των οποίων η γεωτεκτονική θέση είναι γνωστή (πάντα επωθημένοι πάνω σε τμήματα της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστόλιθων) αλλά η παλαιογεωγραφική τους θέση άγνωστη.

Την υποκείμενη ενότητα στην περιοχή δομούν τα πετρώματα της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων.

Η πρώτη λεπτομερής λιθοστρωματογραφική περιγραφή, που αναθεωρεί και την ηλικία που δίδεται από το χάρτη (Λιθανθρακοφόρο-Πέριμο), έγινε από τον ΦΥΤΡΟΛΑΚΗ (1978, 1980) και συμπληρώθηκε από τους SOUJON et al. (1998).

5. ΤΟ ΓΕΩΛΟΓΙΚΟ ΟΜΟΙΩΜΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΕΡΕΥΝΑΣ

Στην περιοχή μελέτης (εικ. 1) κατασκευάστηκε αρχικά το ψηφιακό μοντέλο της τοπογραφίας σε κλίμακα 1:25.000 από μεγένθυση του τοπογραφικού χάρτη 1:50.000 (Γ.Υ.Σ., 1972). Κατόπιν προβλήθηκαν πάνω σε αυτό το ομοίωμα της τοπογραφίας τα όρια των γεωλογικών σχηματισμών και ακολούθως κατασκευάστηκε η τρισδιάστατη γεωμετρία των γεωλογικών σχηματισμών, χρησιμοποιώντας τα πρωτογενή στοιχεία (παρατάξεις, διευθύνσεις κλίσεων και πάχη των στρωμάτων) που περιέχει ο υπάρχων γεωλογικός χάρτης (ΤΑΤΑΡΗΣ ΚΑΙ ΧΡΙΣΤΟΔΟΥΛΟΥ 1969). Σύμφωνα με αυτόν στο βορειότερο και νοτιότερο τμήμα του φαραγγιού εμφανίζεται το υποκειμένο σύστημα των πλακωδών ασβεστολίθων. Ενώ στο βόρειο τμήμα υπάρχουν οριζόμενα στοιχεία για την διεύθυνση και τις γωνίες κλίσης των στρωμάτων, στο νότιο τμήμα λείπουν παντελώς. Χρησιμοποιώντας τα ελάχιστα αυτά στοιχεία, στηριζόμενοι και στην πρώτη στρωματογραφική παραδοχή (παιλιότερο – υποκειμένο, νεότερο – υπερχεόμενο), καταλήξαμε για την δομή ενός τρισδιάστατου γεωλογικού μοντέλου, στην κατασκευή μιας συγκλινικής μεγαλοδομής για την περιοχή αυτή (Εικ. 2β).

Σε αυτό το στάδιο εντοπίστηκαν οι θέσεις/περιοχές εκείνες όπου η προτεινόμενη γεωμετρία των γεωλογικών σχηματισμών από τα υπάρχοντα στοιχεία του χάρτη και το τοπογραφικό ανάγλυφο έρχονταν σε αντίθεση. Δηλαδή εντοπίστηκαν τα σημεία εντός της περιοχής μελέτης, όπου το προτεινόμενο πάχος και η χωροθέτηση των γεωλογικών σχηματισμών υπερέβαινε το τοπογραφικό ανάγλυφο. Με βάση την πρώτη αυτήν προσομοίωση ακολούθησαν εργασίες υπαίθρου υποστηριζόμενες από τα στοιχεία της επεξεργασίας των βιβλιογραφικών δεδομένων.

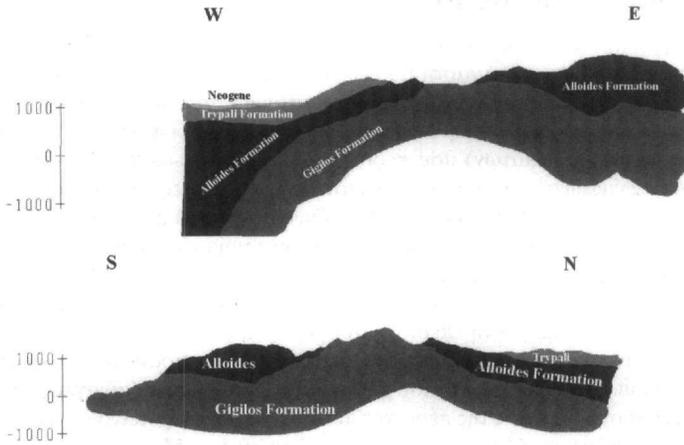
Το γενικά αποδεκτό μοντέλο για την περιοχή (CREUTZBURG & SEIDEL 1975, XAVIER 1976, ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ 1978, 1980), και ίδιες παρατηρήσεις, επιβεβαιώνουν την ύπαρξη μίας αντικλινικής μεγαλοδομής. Τη δομή αυτή μπορούμε με τα υπάρχοντα στοιχεία του γεωλογικού χάρτη να την επιβεβαιώσουμε σε μία τομή διεύθυνσης ανατολής-δύσης στην βορειότερη περιοχή του φαραγγιού (Εικ. 2α), η οποία δεν βρίσκεται σε συμφωνία με την τομή βορρά-νότου του μοντέλου του χάρτη (Εικ. 2β).

Λεπτομερής παράθεση των αποτελεσμάτων της υπαίθριας χαρτογράφησης θα ξεπερνούσε τα όρια αυτού του άρθρου. Απαραίτητα όμως στοιχεία που μπορούν να στηρίξουν την αναθεώρηση του χάρτη για την περιοχή αυτή, πιστοποιούν τις παρατηρήσεις του ΦΥΤΡΟΛΑΚΗ (1978, 1980), με ελάχιστες διαφοροποιήσεις:

- A) Το σύνολο της περιοχής μελέτης αποτελεί τμήμα της μεγαλοδομής. Εμφανής πυρήνας αυτής αποτελεί η κορυφή Γλίγκιλος και όχι ο Βολακιάς, της οποίας τα πετρώματα αποτελούνται από δολομιτικούς αβεστολίθους, άστρωτους, στρωματολιθικούς, ενδολατυποπαγείς και ενδοκροκαλοπαγείς. Λόγω της στρωματογραφικής τους θέσης πρέπει να είναι και τα παλαιότερα σε ηλικία της ομάδας. Ο σχηματισμός αυτός αναφέρεται σαν Mavri Formation από τους SOUJON et al. (1998). Εκατέρωθεν της κορυφής αυτής αλλάζουν οι διευθύνσεις κλίσης των υπερχεμένων, διατηρώντας ίδια παράταξη, γενικής διεύθυνσης ΒΒΑ/ΝΝΔ. Και ενώ τα υπερχεόμενα στη βορειοδυτική πλευρά του βρίσκονται κινητοποιημένα, με εμφανή τεκτονική επαφή και δημιουργία μεγάλου πάχους τεκτονικού λατυποπαγούς, στην νοτιοανατολικές παρυφές, παρότι εμφανίζονται έντονα στοιχεία συμπίεστικής τεκτονικής (πτυχές, επωθήσεις και εσωτερικές λεπιώσεις) διατηρείται η στρωματογραφική συνέχεια των “στρωμάτων του Γκίγκιλου” (ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ 1978, 1980; Aloides Formation κατά SOUJON et al. 1998).
- B) Η μεγαλοδομή υποβυθίζεται προς τα ΒΑ. Αυτό είχε σαν αποτέλεσμα να διαβρωθούν ευκολότερα ταχύτερα τα “στρώματα του Γκίγκιλου” λόγω της σύστασης τους (συγκ. ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ 1978) και να δημιουργηθεί μια τυπική μορφολογική δομή λεκάνης απορροής στο βόρειο τμήμα του φαραγγιού.
- Γ) Στη νοτιοδυτική περιοχή του φαραγγιού της Σαμαριάς δεν εμφανίζονται τα πετρώματα του υποκειμένου συστήματος των Πλακωδών Ασβεστολίθων αλλά πρόκειται για τους δολομιτικούς ασβεστολίθους του καλύμματος της ενότητας της Τρυπαλίου. Η επαφή είναι τεκτονική, και συνοδεύεται από την ύπαρξη τεκτονικού λατυποπαγούς που κατά θέσεις ξεπερνά τα δύο μέτρα σε πάχος. Το πάχος του καλύμματος στη θέση αυτή δεν ξεπερνάει τα 50μ.

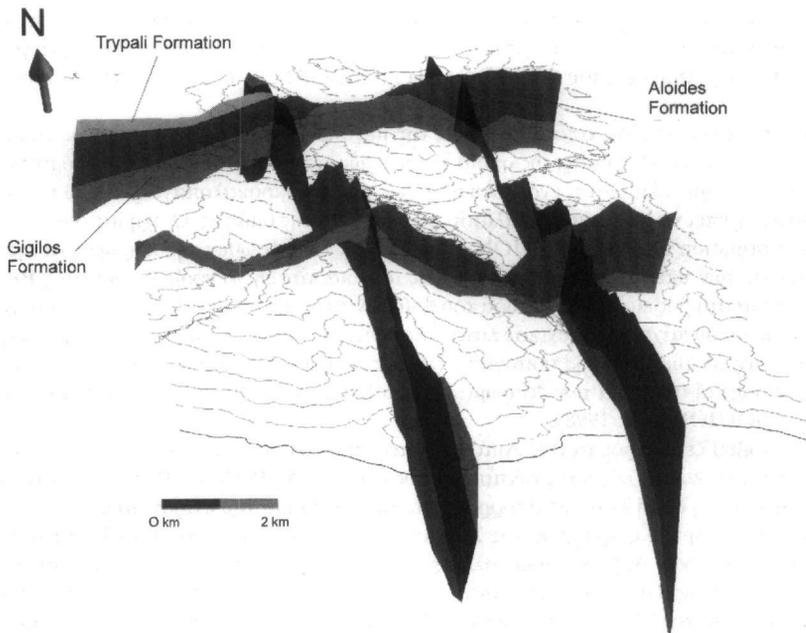
Το σύνολο των στοιχείων που προέκυψαν από την υπαίθρια χαρτογράφηση χρησιμοποιήθηκε για την κατασκευή το αναθεωρημένου τρισδιάστατου γεωλογικού μοντέλου που παρουσιάζεται στις εικόνες 3 και 4. Το μοντέλο αυτό είναι η πρώτη γεωλογική τράπεζα πληροφοριών ψηφιακής μορφής, σε γεωλογικούς σχηματι-

σμούς της Κρήτης, που ξεκίνησε στα προκαταρκτικά στάδια ερευνών του International Continental Drilling Project (MANUTSOGLU et al 1999). Αποτελεί από την φύση του δυνητικά προσανυζανόμενο σύστημα, που θα εμπλουτίζεται από τα στοιχεία των συνεχιζόμενων ερευνών στην περιοχή, που αποτελεί εκτός από περιοχή γεωεπιστημονικού ενδιαφέροντος και απaráμιλλης αξίας μνημείο της φύσης.

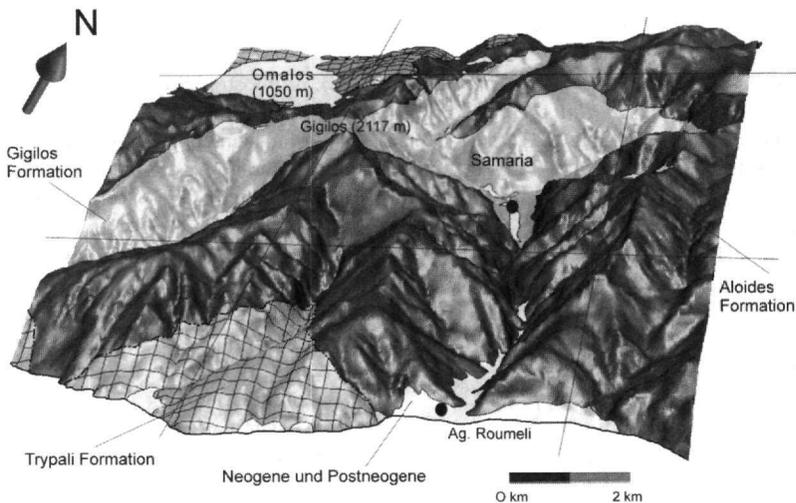


Εικ. 2: Γεωλογικές τομές διεύθυνσης Ανατολής-Δύσης (α) και Βορρά-Νότου (β) του γεωλογικού μοντέλου που προτείνει ο γεωλογικός χάρτης

Pic. 2: Geological Sections in direction East-West (a) and North-South (b) resulting from the geological model proposed by the geological map



Εικ. 3: Γεωλογικές τομές διεύθυνσης Ανατολής-Δύσης και Βορρά-Νότου του αναθεωρημένου μοντέλου



Εικ. 4: Τρισδιάστατη απεικόνιση του αναθεωρημένου γεωλογικού χάρτη
Pic. 4: Three dimensional view of the revised geological map

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- BONNEAU M. (1973): Sur les affinités ioniennes des “calcaires en plaquettes” epimétamorphiques de la Crète, le charriage de la série de Gavrovo-Tripolitza et la structure de l’ arc égéen. – *C. R. Acad.Sc.Paris*, **277**: 2453-2456, Paris
- Γ.Υ.Σ. (1972): Τοπογραφικός Χάρτης της Ελλάδος, 1:50.000, φύλλο Βατόλακκος.
- CREUTZBURG, N & SEIDEL, E. (1975): Zum Stand der Geologie des Praeneogens auf Kreta. - *N. Jb. Geol. Palaeont. Abh.*, **149**: 363-383, Stuttgart.
- EPTING M., KUDRASS H.R., LEPPIG U. & SCHAEFER A. (1972): Geologie der Talea Ori/Kreta. - *Neues Jahrbuch Geol. Palaeont. Abh.*, **141**, 259-285, Stuttgart.
- ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ, Ν. (1978): Συμβολή της στη γεωλογική έρευνα της Κρήτης. – *Δελτ. Ελλην. Γεωλ. Εταιρ.*, **XIII/2**, 101-115, Αθήνα.
- ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ, Ν. (1980): Η γεωλογική δομή της Κρήτης. – Διατριβή επί υφηγεσία. ΕΜΠ, Αθήνα, 146 Σ.
- GOEBL, R.W. (1992): Computer Aided Design - Produktmodelle und Konstruktions-systeme als Kern von CIM.- In: Boehling, K.H., Kulisch, U. & Maurer H. (eds.): *Reihe Informatik*, **76**; Mannheim - Wien - Zuerich (Wissenschaftsverlag).
- GREILING, R. & SKALA, W. (1977): The petrofabrics of the phyllite quarzit series of Western Crete as an example of the pre-neogenian structures of the Cretan arc. - *VI Coll. Geol. Aegean Region, Proc.*, **1**: 97-102, Athens.
- GREILING, R. & SKALA, W. (1979): Das tektonische Gefuege der Phyllit-Serie West-Kretas.- *Geol. Rundschau*, **68**, 1, 236-252, Stuttgart
- HOULDING, S.W. (1994): 3D Geoscience Modeling, Computer Techniques for Geological Characterization. Berlin (Springer).
- KUSS S.E. & THORBECKE G. (1974): Die praeneogenen Gesteine der InselKreta und ihre Korrelierbarkeit im aegaeischen Raum. – *Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br.*, **64**: 39-75, Freiburg.
- MANUTSOGLU E., SOUJON A., REITNER J. & DORNSIEPEN U.F. (1995a): Relikte lithistider Demospongiae aus der metamophen Plattenkalk-Serie der Insel Kreta (Griechenland) und ihre palaeobathymetrische Bedeutung. - *N. Jb. Geol. Palaeont. Mh.*, **1995/4**: 235-247.
- MANUTSOGLU E., MERTMANN D., SOUJON A., DORNSIEPEN U.F. & JACOBESHAGEN V. (1995b): Zur Nomenklatur der Metamorphite auf der Insel Kreta, Griechenland. - *Berliner geowiss. Abh.*, **E 16**, 559-567, Berlin.
- MANUTSOGLU E., JACOBESHAGEN V., SPYRIDONOS E. & SKALA W. (1999): Geologische 3D-Modellierung der Plattenkalk-Gruppe West-Kretas. – *Mathem. Geol.*, **vol. 4**, 73-79.
- REQUICHA, A.A.G. & VOELCKER, H.B. (1983): Solid Modeling: Current Status and Research Directions.- *IEEE Comp. Graph. Appl.*, **3** (7): 25-37; Los Alamitos, CA.

- SHURTZ, R.F. (1959): The electronic computer and statistics for predicting ore recovery.- *Mining Eng.*, **11** (10): 1035-1044; New York, NY.
- SOUJON A., JACOBSHAGEN V. & MANUTSOGLU E. (1998): A lithostratigraphic correlation of the Plattenkalk occurrences of Crete (Greece). - *Bull. geol. Soc. Greece*, **34**, 41-48. Athens.
- SURPAC SOFTWARE INTERNATIONAL (ed.) (1995a): Core Management System Users Reference - SSI Installation and Setup Manual. Surpac Software International; Belmont (Australia).
- SURPAC SOFTWARE INTERNATIONAL (ed.) (1995b): Entec - Generic Tools Reference. - Surpac Software International; Belmont (Australia).
- TATARIS, A.A. & CHRISTODOULOU, G. (1965): The geological structure of the Levka Mountains (Western Crete). - *Bull. geol. Soc. Greece*. **6**: 319-347, Athens
- TATAPHS, A.A. & ΧΡΙΣΤΟΔΟΥΛΟΥ, Γ.Ε. (1969): Γεωλογικός Χάρτης της Ελλάδος, 1:50.000, φύλλο Αλικιανού - Αθήνα (Ι.Γ.Ε.Υ.).
- VOELCKER, H.B. & REQUICHA, A.A.G. (1982): Solid Modeling: A Historical Summary and Contemporary Assessment.- *IEEE Comp. Graph. Appl.*, **2** (2): 9-24; Los Alamitos, CA.
- XAVIER, J.-P. (1976): Contribution a l'étude géologique de l'arc égéen: la Crète occidentale, secteurs d'Omalos et de Kastelli. Thèse 3ème Cycle, Université Pierre et Marie Curie, 101 p., Paris.
- ZENSUS, T. (1963): Tagebauplanung mit automatischer Daten-verarbeitung.- *Braunkohle, Waerme und Energie*, **15** (7): 253-266; Duesseldorf.

ΠΑΛΑΙΟΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ ΝΔ ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΥ ΚΑΤΑ ΤΟ ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΕΣ*

Η. ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ¹, Ι. ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ¹, Ι. ΛΑΔΑΣ¹

ΣΥΝΟΨΗ

Από διάφορους ερευνητές στο παρελθόν, αναφέρεται η παρουσία σε πολλές θέσεις μέσα στις μεταλλικές αποθέσεις της χερσονήσου της Πυλίας, κροκαλών που προέρχονται από τους μεταμορφωμένους σχηματισμούς των κατώτερων γεωτεκτονικών ενότητων της Πελοποννήσου (ενότητες Άρνας, Μάνης).

Καθώς η σημερινή φυσικογεωγραφική εικόνα της ΝΔ Πελοποννήσου δεν δικαιολογεί την ύπαρξη αυτών των κροκαλών στους μεταλλικούς σχηματισμούς της Πυλίας, αφού οι ενότητες Άρνας και Μάνης δεν εμφανίζονται στην Πυλία αλλά μόνο στην απέναντι χερσόνησο της Μάνης, γίνεται μια προσπάθεια για την ερμηνεία της παλαιογεωγραφικής εξέλιξης της ευρύτερης περιοχής και απόθεσης αυτών των σχηματισμών.

ABSTRACT

Several geoscientists in the past have mentioned the presence of pebbles, that have originated from the metamorphosed formations of the lower tectonic units of Peloponnese (Arna and Mani units), in the outcrops of the post-alpine deposits of Pylia peninsula.

As the present physico-geographical appearance of SW Peloponnese does not justify the existence of those pebbles in the post-alpine deposits of Pylia, since Arna and Mani units outcrop only at the Mani peninsula, an effort is made for the interpretation of the paleogeographic evolution of the greater area and the conditions of deposition of those formations.

KEY WORDS: Paleogeography, Neotectonics, Early, Middle, Upper Pleistocene, South-western Peloponnese, Greece.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Υστερα από λεπτομερή χαρτογράφηση, δειγματοληψία και μελέτη των μεταλλικών αποθέσεων που πραγματοποιήθηκε σε όλες τις λεκάνες της ΝΔ Πελοποννήσου, διακριθήκαν, βάσει στρωματογραφικών και ιζηματολογικών κριτηρίων, επιμέρους λιθοστρωματογραφικοί σχηματισμοί σε κάθε λεκάνη. Στην παρούσα εργασία έχουν ταξινομηθεί και γίνεται ιδιαίτερη αναφορά σε όλους τους σχηματισμούς, της ευρύτερης περιοχής της Μεσσηνίας, που περιέχουν κροκάλες από μεταμορφωμένα πετρώματα.

Συνδυάζοντας τα δεδομένα αυτά με τη σημερινή νεοτεκτονική δομή και κινηματική της ΝΔ Πελοποννήσου, προσπαθούμε να αναπαραστήσουμε την παλαιογεωγραφική εξέλιξη της περιοχής κατά τη διάρκεια του Πλειστοκαίνου.

2. ΓΕΩΛΟΓΙΑ

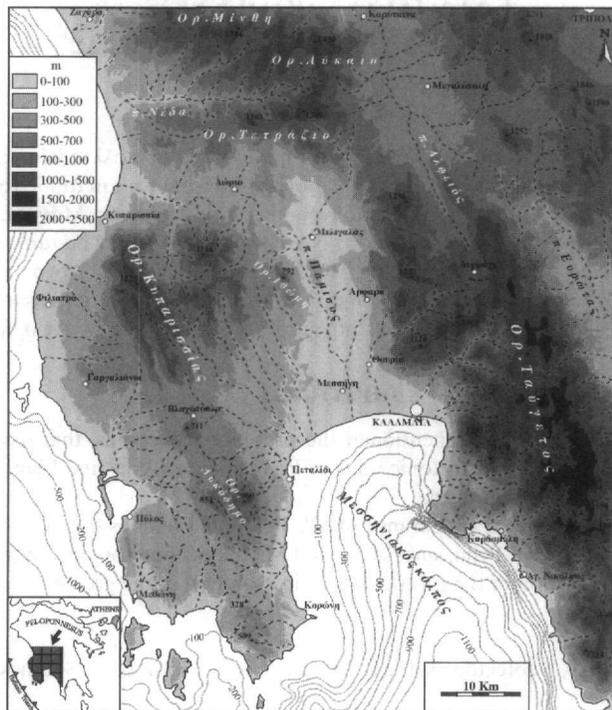
Στη ΝΔ Πελοπόννησο απαντούν οι ακόλουθες 4 αλτικές γεωτεκτονικές ενότητες: (α) η ενότητα της Μάνης που αποτελείται από ανακρυσταλωμένους ασβεστόλιθους έως μάρμαρα και μεταφλύσχη, (β) η ενότητα της Άρνας που αποτελείται από μεταμορφωμένα πετρώματα (σχιστόλιθους, φυλλίτες και χαλαζίτες), (γ) η ενότητα Γαβρόβου - Τρίπολης που αποτελείται από νηριτικής φάσης ανθρακικά πετρώματα (ασβεστόλιθους, δολομίτες) και φλύσχη, (δ) η ενότητα της Πίνδου που αποτελείται από ανθρακικά πετρώματα πελαγικής φάσης, ψαμίτες, πηλίτες και ραδιολαρίτες.

Από γεωτεκτονική άποψη, η ενότητα της Μάνης θεωρείται ότι αντιπροσωπεύει την σχετικά αυτόχθονη ενότητα της ευρύτερης περιοχής, πάνω στην οποία έχουν επωθηθεί διαδοχικά οι ενότητες Άρνας, Τρίπολης και Πίνδου. Η ενότητα της Άρνας ιδιαίτερα, παρουσιάζει περιορισμένη επιφανειακή εξάπλωση και εμφανίζε-

* PALEOGEOGRAPHIC EVOLUTION OF SW PELOPONNESUS DURING QUATERNARY

1. University of Athens, Faculty of Geology, Department of Dynamic-Tectonic-Applied Geology, Panepistimioupoli Zografou, e-mails: mariolakos@geol.uoa.gr, fountoulis@geol.uoa.gr, iladas@cc.uoa.gr

ται μόνο στο βόρειο Ταΰγετο, (Εικ.2). Νοτιότερα και δυτικότερα από τη σημερινή της εμφάνιση, η ενότητα αυτή φαίνεται να αποσφηνώνεται ανάμεσα στην υπερκείμενη ενότητα της Τρίπολης και την υποκείμενη της Μάνης, καθώς δεν εμφανίζεται στην κοιλάδα του ποταμού Κοσκαράκα, ούτε στα απότομα προνή του Καλάθιου όρους, όπου και στις δύο περιπτώσεις παρατηρούμε τους σχηματισμούς της Τρίπολης να εκωθούνται απ' ευθείας πάνω στους σχηματισμούς της Μάνης.



Εικ. 1.: Το ανάγλυφο, το υδρογραφικό δίκτυο και οι ισοβαθείς της ευρύτερης περιοχής μελέτης.
Fig. 1.: The relief, the drainage network and the isobaths of the study area.

Οι μεταλλικές αποθέσεις της περιοχής μελέτης διακρίνονται, ανάλογα με τη φάση τους, σε θαλάσσιες, χερσαίες και λιμναίες. Λιμναίες αποθέσεις απαντούν στη λεκάνη της Μεγαλόπολης όπου παρουσιάζουν μεγάλο πάχος, καθώς και στο δυτικό περιθώριο της λεκάνης της Κορώνης (σχηματισμός Φαλάνθης, Koutsouveli 1987). Οι θαλάσσιες τεταρτογενούς ηλικίας, αποθέσεις εμφανίζονται σε όλες τις μεταλλικές λεκάνες της ΝΔ Πελοποννήσου, εκτός από τις λεκάνες της Άνω Μεσσηνίας (που έχει πληρωθεί αποκλειστικά από χερσαία ιζήματα) και τη λεκάνη της Μεγαλόπολης. Αποτελούνται κυρίως από μάργες, ψαμμίτες, και κροκαλοπαγή. Έχουν αποτεθεί ασύμφωνα πάνω στο παλαιονάγλυφο των αλτικών σχηματισμών και το πάχος τους ποικίλει από λεκάνη σε λεκάνη, ξεπερνώντας σε αρκετές θέσεις τα 200m. Οι χερσαίες αποθέσεις αποτελούνται από μονόμικτα και πολύμικτα κροκαλοπαγή, ερυθρές αργίλους και ερυθρούς πυριτικούς ψαμμίτες – άμμους. Έχουν αποτεθεί ασύμφωνα είτε πάνω στις θαλάσσιες αποθέσεις, είτε απ' ευθείας πάνω στο αλτικό υπόβαθρο. Η ηλικία απόθεσης του κάθε επί μέρους σχηματισμού είναι διαφορετική στο διάστημα μεταξύ Μέσου – Ανωτέρου Πλειστοκαίνου.

Ιδιαίτερη περίπτωση συνιστά ο σχηματισμός των κροκαλοπαγών της Μεσσηνίας. Πρόκειται για πολύ συνεκτικά, πολύμικτα κροκαλοπαγή με κροκάλες που προέρχονται από τους ασβεστόλιθους, τους ραδιοαργίτες και το φλύσχη της ενότητας της Πίνδου. Έχουν αποτεθεί κυρίως πάνω στο φλύσχη της ενότητας Γαβρόβου, αλλά και σ' αυτήν την ίδια την ενότητα της Πίνδου. Το πάχος αυτών των κροκαλοπαγών είναι αρκετά σημαντικό και φθάνει σε κάποιες θέσεις τα 700m.

Η λεπτομερής χαρτογράφηση, δειγματοληψία και μελέτη των μεταλλικών αποθέσεων που πραγματοποιήθηκε σε όλες τις λεκάνες της ΝΔ Πελοποννήσου επέτρεψε να διακρίνουμε, βάσει στρωματογραφικών και ιζηματολογικών κριτηρίων, επιμέρους λιθοστρωματογραφικούς σχηματισμούς σε κάθε επιμέρους λεκάνη. Θεωρούμε σημαντική, σε ορισμένους σχηματισμούς, την παρουσία κροκαλών ή/και λατυπών που προέρχονται

από τα μεταμορφωμένα πετρώματα των ενοστίων της Άρνας και της Μάνης, από τις κατώτερες δηλαδή γεωτεκτονικές ενότητες της Πελοποννήσου. Οι σχηματισμοί αυτοί, που έχουν διακριθεί σε θαλάσσιους, λιμναίους και χερσαίους, περιγράφονται συνοπτικά στη συνέχεια οι δε θέσεις εμφάνισής τους σημειώνονται στην Εικ. 2.

i. Θαλάσσιοι Κατωπλειστοκαινικοί σχηματισμοί

Σχηματισμός Νέδα (θέση 1): Στη λεκάνη της Νέδα εμφανίζεται ο σχηματισμός της Νέδα που αποτελείται από εναλλαγές μαργών, ψαμμιτών και πολύμικτων κροκαλοπαγών που έχουν αποτεθεί ασύμφωνα πάνω στους σχηματισμούς της ενότητας της Πίνδου. Οι κροκάλες των πολύμικτων κροκαλοπαγών προέρχονται κυρίως από τους σχηματισμούς των ενοστίων της Πίνδου και της Τρίπολης. Σε ορισμένες θέσεις όμως περιέχουν σε μικρό ποσοστό (1%) και κροκάλες που προέρχονται από τα μεταμορφωμένα πετρώματα του σχηματισμού της Άρνας (Φουντούλης 1994). Το μέγεθος αυτών των κροκαλών μεταβάλλεται και γίνεται μικρότερο από τα ανατολικά προς τα δυτικά, υποδηλώνοντας τη μεταφορά των κροκαλών από τα ανατολικά. Η απόθεση του εν λόγω σχηματισμού έγινε στο Κατώτερο και Μέσο Πλειστόκαινο.

Σχηματισμός Αγίου Γεωργίου (θέση 4): Εντοπίζεται στο ΝΑ περιθώριο του βυθίσματος της Κάτω Μεσσηνίας, από τη Θουρία έως την Καλαμάτα. Είναι παράκτιας φάσης και συνίσταται από ψαμμίτες και πολύμικτα κροκαλοπαγή. Οι κροκάλες προέρχονται κυρίως από τους σχηματισμούς των ενοστίων Τρίπολης, Άρνας και σε μικρότερο ποσοστό από την Πίνδο. Το μέγεθος τους φθάνει τα 20cm και αυξάνει πλησιάζοντας προς τη Θουρία και την Καλαμάτα, λόγω του γεγονότος ότι κύριες πηγές τροφοδοσίας του κλαστικού υλικού αποτέλεσαν το Τζιρόρρεμα και ο ποταμός Νέδοντας. Το μέγιστο πάχος του φθάνει τα 100m. Έχει αποτεθεί ασύμφωνα πάνω στις υποκείμενες θαλάσσιες Κατωπλειστοκαινικές αποθέσεις, με την παρεμβολή παλαιοεδάφους σε ορισμένες θέσεις. Το ανώτερο υψόμετρο εμφάνισής του βρίσκεται στα 340m.

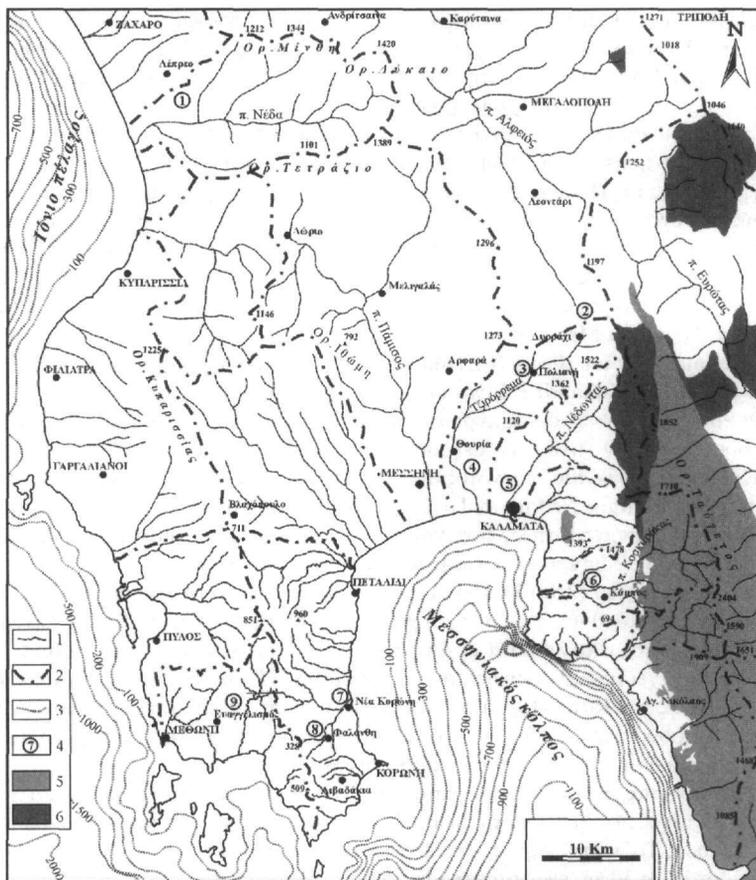
Σχηματισμός Σκοπευτηρίου (θέση 5): Πρόκειται για μονόμικτα κροκαλοπαγή με κροκάλες που προέρχονται αποκλειστικά από σχιστόλιθους, φυλλίτες και χαλαζίτες (Mariolakos et al. 1993). Εμφανίζεται στην κοιλάδα του ποταμού Νέδοντα και εξαπλώνεται μέχρι τον οικισμό Λαύικα ΒΔ της Καλαμάτας. Το μέγιστο ορατό πάχος του είναι 50m και έχει αποτεθεί σε δελταϊκό περιβάλλον. Παρατηρείται πάνω στις υποκείμενες θαλάσσιες μαργαϊκές αποθέσεις του Κάτω Πλειστοκαινίου μέσα στις οποίες και αποσφηνώνονται πλευρικά, προχωρώντας δυτικότερα. Παρουσιάζει μεγάλο βαθμό ετερομετρίας, έτσι ώστε να παρατηρούνται και πολύ ευμεγέθεις κροκάλες με μεγάλη διάμετρο που φθάνει και τα 60cm.

Σχηματισμός Βελανιδιάς (θέση 5): Συνίσταται από εναλλαγές μαργών, ψαμμιτών και πολύμικτων κροκαλοπαγών με συνολικό πάχος που ξεπερνά τα 200m. Οι κροκάλες από τα πολύμικτα κροκαλοπαγή προέρχονται από τις ενότητες Πίνδου, Τρίπολης, Άρνας και Μάνης. Παρουσιάζει έντονη ετερομετρία, με μέγεθος κροκαλών από λίγα εκατοστά έως 50cm, ενώ παρατηρούνται και ογκόλιθοι 1m που προέρχονται από τους σχηματισμούς της ενότητας της Άρνας. Καλύπτει ασύμφωνα τα μονόμικτα κροκαλοπαγή του Σκοπευτηρίου, με την παρεμβολή, σε πολλές θέσεις, παλαιοεδάφους. Το ανώτερο όριο εμφάνισής του πάνω στους ασβεστόλιθους βρίσκεται στην κοιλάδα του Νέδοντα στα 340m. Παρουσιάζει αντίστοιχη παλαιογεωγραφική θέση με τον σχ. Αγίου Γεωργίου, στο περιθώριο της λεκάνης της Κάτω Μεσσηνίας και έχει αποτεθεί σε παρόμοιο περιβάλλον με τον σχηματισμό του Σκοπευτηρίου (Mariolakos et al. 1993).

Σχηματισμός Κάμπου (θέση 6): Αποτελείται από μονόμικτα κροκαλοπαγή με κροκάλες που προέρχονται αποκλειστικά από τα μάρμαρα της ενότητας της Μάνης. Παρατηρείται στο ομώνυμο βύθισμα του Κάμπου, σε συνέχεια πάνω στις θαλάσσιες Κατωπλειστοκαινικές μαργαϊκές αποθέσεις, χωρίς την παρεμβολή ασυμφωνίας. Το ανώτερο όριο εμφάνισής τους βρίσκεται στα 360m, (Mariolakos et al. 1992).

ii. Χερσαίοι Πλειστοκαινικοί σχηματισμοί

Σχηματισμός Δυρραχίου (θέση 2): Πρόκειται για ποταμοχειμάριας προέλευσης σχηματισμό που παρατηρείται βόρεια του ομώνυμου οικισμού. Συνίσταται από μονόμικτα κροκαλοπαγή που προέρχονται αποκλειστικά από τους μεταμορφωμένους σχηματισμούς της ενότητας της Άρνας. Οι κροκάλες παρουσιάζουν αρκετά μεγάλο μέγεθος, με διάμετρο που κατ' εξαίρεση μπορεί να φθάσει το 1m (ογκόλιθοι). Κάτω από το σχηματισμό Δυρραχίου υπόκεινται μάργες που τις θεωρούμε ομόλογες των Ανωπλειστοκαινικής ηλικίας μαργών της ενότητας Μαζουσιού (Φουντούλης 1994).



Εικ. 2. Οι θέσεις εμφάνισης των μεταλλικών σχηματισμών, που περιέχουν κροκάλες από μεταμορφωμένα πετρώματα, στη ΝΑ Πελοπόννησο. 1:υδρογραφικό δίκτυο, 2:υδροκρίτες, 3:ισοβαθείς, 4:θέσεις εμφάνισης, 5:ενότητα Μάνης, 6:ενότητα Άρνας.

Fig. 2. The locations of post-alpine formation outcrops, that contain pebbles from metamorphosed rocks, within SW Peloponnesus. 1: drainage network, 2: water divides, 3: isobaths, 4: locations, 5: Mani unit, 6: Arna unit.

Σχηματισμός Πολιανής (θέση 3): Συνίσταται από πολύμικτα κροκαλοπαγή που έχουν πληρώσει την πόλγη της Πολιανής. Οι κροκάλες προέρχονται από τις ενότητες Άρνας, Τρίπολης και Πίνδου. Το μέγεθος και το ποσοστό συμμετοχής των μεταμορφωμένων κροκαλιών μειώνεται προχωρώντας προς τα δυτικά, υποδηλώνοντας την τροφοδοσία του υλικού από τα ανατολικά προς τα δυτικά. Έτσι, από 50 cm στην είσοδο της πόλγης στα ανατολικά, το μέγεθος του μειώνεται στα 7-8 cm στην έξοδο της πόλγης στα δυτικά. Το μέσο υψόμετρο της πόλγης είναι σήμερα 660 m και το μέγιστο πάχος των κροκαλοπαγών φθάνει τα 90 m. Τα πολύμικτα αυτά κροκαλοπαγή αποτέθηκαν από το Κατώτερο Πλειστόκαινο μέχρι σήμερα, (Μαριολάκος κ.α 1999).

Σχηματισμός Νέας Κορώνης (θέση 7): εντοπίζεται στη λεκάνη της Φαλάνθης στην παρακία περιοχή γύρω από τον οικισμό της Νέας Κορώνης. Πρόκειται για πολύμικτα κροκαλοπαγή, πάχους λίγων μέτρων που καλύπτουν ασύμφωνα τις υποκείμενες θαλάσσιες αποθέσεις. Οι κροκάλες προέρχονται (α) από τους ασβεστόλιθους των ενοτήτων Πίνδου και Τρίπολης, (β) από το φλύσχη Πίνδου και Τρίπολης, (γ) από τους ραδιοαρίτες της Πίνδου, (δ) από τα μεταμορφωμένα πετρώματα της Άρνας και (ε) από τα μάρμαρα της Μάνης. Παρουσιάζει σημαντικό βαθμό ετερομετρίας και είναι χαρακτηριστικό ότι, σε ορισμένες θέσεις, παρατηρούνται ευμεγέθεις κροκάλες από σχιστόλιθους με διάμετρο που φθάνει τα 50-60 cm.

Σχηματισμός Ευαγγελισμού (θέση 9): Αποτελείται από πολύμικτα κροκαλοπαγή που παρατηρούνται σαν υπολειμματικό στρώμα πάνω στο φλύσχη της ενότητας Γαβρόβου, στο εσωτερικό της Πυλιακής χερσονήσου, κοντά στον οικισμό Ευαγγελισμός (Φυτρολάκης 1971). Η λιθολογική σύσταση και το μέγεθος των κροκαλιών

που προέρχονται από μεταμορφωμένα πετρώματα είναι παρόμοιο με τα κροκαλοπαγή της Νέας Κορώνης και θεωρούμε ότι η απόθεσή τους έγινε στο ίδιο χρονικό διάστημα. Να σημειωθεί ότι αντίστοιχες κροκαλοπαγείς εμφανίσεις εντοπίζονται ασύμφωνα και πάνω στους σχηματισμούς της Πίνδου δυτικά της Κορώνης, κοντά στον οικισμό Λειβαδάκια, (Κισκύρας 1959).

iii. Λιμναίοι Κατωπλειοκαινικοί σχηματισμοί

Σχηματισμός Φαλάνθης (θέση 8): Συνίσταται από αργιλούχες μάργες και πολύμικτα κροκαλοπαγή με κροκάλες που προέρχονται από τις ενότητες Πίνδου, Τρίπολης, Άρνας και Μάνης. Μέσα στα κροκαλοπαγή παρατηρούνται μικρού πάχους (5-10m) κοιτάσματα ξυλιτών και λιγνιτών. Η επιφανειακή του εξάπλωση είναι περιορισμένη στο δυτικό περιθώριο της λεκάνης της Φαλάνθης. Το ανώτερο όριο εμφάνισής του βρίσκεται σήμερα στα 120m περίπου. Η ηλικία απόθεσης των αργιλούχων μαργών και των πολύμικτων κροκαλοπαγών με τις λιγνιτικές ενδιαστρώσεις τοποθετείται, σύμφωνα με την Koutsouveli (1987), βάσει παλινολογικών στοιχείων, στο Κατώτερο Πλειόκαινο. Οι κροκάλες που προέρχονται από μεταμορφωμένα πετρώματα είναι μικρότερες σε σχέση με τις αντίστοιχες των σχηματισμών Νέας Κορώνης και Ευαγγελισμού και δεν ξεπερνά τα 15cm.

3. ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ - ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ

Η νεοτεκτονική μακροδομή της ΝΔ Πελοποννήσου χαρακτηρίζεται από την παρουσία τεκτονικών βυθισμάτων και κεράτων που οριοθετούνται από ρηξιγενείς ζώνες. Αυτές οι μακροδομές χαρακτηρίζονται σαν πρώτη τάξη και είναι οι ακόλουθες (Εικ. 3): (α) το κέρασ του Ταϊγέτου, (β) το μεγάλο βύθισμα Καλαμάτας – Κυπαρισσίας, (γ) το σύνθετο βύθισμα Μεγαλόπολης–Λύκαιου–Μίνθης–Τετράζιου, (δ) τα όρη της Κυπαρισσίας, (ε) το βύθισμα του Βλαχόπουλου, (στ) το κέρασ των ορέων της Πυλίας.

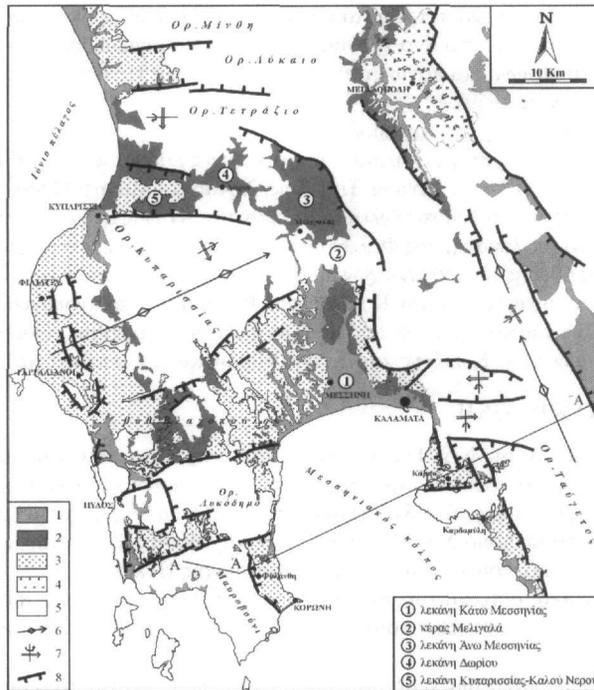
Τόσο μέσα στο εσωτερικό, όσο και στα περιθώρια αυτών των δομών, αναπτύσσονται μικρότερης τάξης τεκτονικά βυθίσματα και κέρατα που παρουσιάζουν διεύθυνση άλλοτε παράλληλη και άλλοτε εγκάρσια προς τις μεγαλύτερης τάξης δομές.

Από τη μελέτη σε κάθε κλίμακα των νεοτεκτονικών δομών της ΝΔ Πελοποννήσου, προκύπτει το συμπέρασμα ότι η παραμόρφωση που έχει υποστεί η περιοχή αυτή, κατά τη νεοτεκτονική περίοδο, δεν είναι απλά ρηξιγενούς αλλά πλαστικοθραυστικής τύπου, με την ύπαρξη μακροπυχών μεγάλης ακτίνας καμπυλότητας (Mariolakos & Fountoulis 1990, Φουντούλης 1994). Επιπλέον η κινηματική εξέλιξη κάθε μακροδομής είναι αρκετά σύνθετη και παρατηρούνται περιστροφές γύρω από οριζόντιους άξονες με διαφοροποίηση της ταχύτητας ανύψωσης ή βύθισης στα άκρα των επιμέρους ρηξιτεμαχών, (Mariolakos & Fountoulis 1994).

Η εξάπλωση των μεταλλικών αποθέσεων, σε διαφορετικά υψόμετρα, στα περιθώρια των λεκανών κάνει πιο περίπλοκη την ερμηνεία και αναπαράσταση στο χώρο της κινηματικής εξέλιξης κάθε μακροδομής. Έτσι, ο Ταϊγέτος θεωρείται ότι αντιπροσωπεύει ένα κέρασ με σύνθετη κινηματική εξέλιξη που έχει περιστραφεί α) προς τα ΑΒΑ, γύρω από οριζόντιο άξονα ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνσης που κλίνει προς ΒΒΔ, καθώς στο ανατολικό περιθώριο της λεκάνης της Κάτω Μεσσηνίας (Άνω Άμφεια) οι υπολειμματικές εμφανίσεις των θαλάσσιων καταπλειστοκαινικών αποθέσεων παρατηρούνται σε μεγαλύτερο υψόμετρο (460m) απ' ότι στην κοιλάδα του Ευρώτα (300m) και β) προς τα ΒΒΔ γύρω από οριζόντιο άξονα ΑΒΑ-ΔΝΔ διεύθυνσης (Mariolakos & Fountoulis 1991). Αντίστοιχα, τα όρη της Κυπαρισσίας συνιστούν επίσης μια σύνθετη μορφοτεκτονική δομή που έχει περιστραφεί επίσης προς τα ΑΒΑ, γύρω από οριζόντιο άξονα ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνσης, αλλά και προς τα ΝΝΑ, γύρω από οριζόντιο άξονα ΑΒΑ-ΔΝΔ διεύθυνσης (Mariolakos & Fountoulis 1994).

Στα πρώτα στάδια της νεοτεκτονικής περιόδου το μεγαλύτερο μέρος της περιοχής μελέτης συνιστούσε ξηρά που σταδιακά στη συνέχεια άρχισε να βυθίζεται, (Kowalczyk & Winter 1979). Η εύρεση του χαρακτηριστικού απολιθώματος του Κατ. Πλειστοκαινίου *Hyalinea balthica* σε διάφορες θέσεις στους θαλάσσιους σχηματισμούς της περιοχής μελέτης, (Koutsouveli 1987, Markopoulou-Diacantoni et al. 1988, 1990, Frydas 1990, Mariolakos et al. 1992, Φουντούλης 1994, Φουντούλης & Μωραϊτή 1994, 1998) υποδηλώνει ότι η θαλάσσια ιζηματογένεση έλαβε τη μέγιστη ανάπτυξη της κατά το Κατ. Πλειστόκαινο.

Στο τέλος του Κατ. Πλειστοκαινίου το καθεστώς βύθισης, που επικρατούσε την προηγούμενη περίοδο, έδωσε τη θέση του σε ένα καθεστώς ανύψωσης, (Markopoulou-Diacantoni et al. 1988, 1990, Mariolakos et al. 1992, Φουντούλης 1994, Φουντούλης & Μωραϊτή 1994, Φουντούλης & Μωραϊτή 1998). Η σταδιακή ανύψωση της περιοχής οδήγησε στην απόσυρση της θάλασσας από μεγάλα τμήματα των τεκτονικών βυθισμάτων, έτσι ώστε σήμερα τα θαλάσσια πλειστοκαινικά ιζήματα να παρατηρούνται ανυψωμένα στα περιθώριά τους. Τα παλαιοοικολογικά δεδομένα από το ανατολικό περιθώριο της λεκάνης της Κάτω Μεσσηνίας δείχνουν ότι δεν είχαμε απότομη μεταβολή από βύθιση σε ανύψωση, αλλά σταδιακή μετάβαση περνώντας από ένα ενδιάμεσο καθεστώς σταθερότητας, (Markopoulou-Diacantoni et al. 1988).



Εικ. 3.: Νεοτεκτονικές μακροδομές της ΝΔ Πελοποννήσου. 1:Ολοκαινικές αποθέσεις, 2:Χερσαίες αποθέσεις, 3:Θαλάσσιες αποθέσεις, 4:Λιμναιές αποθέσεις, 5:Προνεογενές υπόβαθρο, 6:Άξονες μακροπτυχών, 7:Άξονες περιστροφής, 8:Ρηξιγενείς ζώνες.

Fig. 3.: Neotectonic macrostructures of SW Peloponnesus. 1:Holocene deposits, 2:Terrestrial deposits, 3:Marine deposits, 4:Lacustrine deposits, 5:Pre-Neogene basement, 6:macrofold axis, 7:Rotational axis, 8:Fault zones.

4. ΣΥΖΗΤΗΣΗ – ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Από τη μελέτη του συνόλου των μεταλλικών σχηματισμών στην ευρύτερη περιοχή της Μεσσηνίας, θεωρούμε σαν σημαντικό στοιχείο για την καλύτερη κατανόηση της παλαιογεωγραφικής εξέλιξης της περιοχής, την παρουσία στους σχηματισμούς αυτούς κροκαλών και λατυπών που προέρχονται από τα μεταμορφωμένα πετρώματα των σχηματισμών της Άρνας (σχιστόλιθους – χαλαζίτες) και της Μάνης (μάρμαρα).

Από τους μεταλλικούς σχηματισμούς που αναφέρονται στην Εικ. 2 είναι εμφανές ότι στους θαλάσσιους σχηματισμούς που παρατηρούνται στην περιοχή της Καλαμάτας (σχηματισμοί Αγ. Γεωργίου, Σκοπευτηρίου & Βελανιδιάς) η μεταφορά των μεταμορφωμένων κροκαλών έχει γίνει μέσω του ποταμού Νέδοντα και του χείμαρρου Τζιρορέμα. Μέσω του υδρογραφικού δικτύου του Τζιρορέματος έχει γίνει επίσης και η μεταφορά των μεταμορφωμένων κροκαλών στους χερσαίους σχηματισμούς στην πόλη της Πολιανής και βόρεια του Δυρραχίου. Αντίστοιχα, ο χείμαρρος Κοσκαράκας απετέλεσε την οδό μεταφοράς, στη λεκάνη του Κάμπου, των κροκαλών που προέρχονται από τους ανθρακικούς σχηματισμούς της Μάνης.

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει η παρουσία κροκαλών που προέρχονται από μεταμορφωμένα πετρώματα στους μεταλλικούς σχηματισμούς της νότιας Πυλίας, καθώς η παρεμβολή σήμερα του Μεσσηνιακού κόλπου απομονώνει τις θέσεις εμφάνισης αυτών των μεταλλικών σχηματισμών από τις εμφανίσεις της Άρνας στην οροσειρά του Ταϊγέτου, όπως επίσης και στη λεκάνη της Νέδα, καθώς σήμερα η υδρολογική λεκάνη του ποταμού Νέδα είναι αρκετά απομακρυσμένη από τις εμφανίσεις της Άρνας νότια της Μεγαλόπολης. Σύμφωνα με το Φουντούλη (1994) οι μικρού μεγέθους φυλλιτικές κροκάλες που παρατηρούνται στο σχηματισμό Νέδα προέρχονται από περιοχές που βρίσκονται ανατολικά της λεκάνης (ευρύτερος χώρος Μεγαλόπολης). Οι κροκάλες αυτές, μέσω πλημμυρικών παροχών στην τότε παλαιολίμνη της Μεγαλόπολης πέρασαν, στο διάστημα Κατώτερο – Μέσο Πλειστόκαινο, στη λεκάνη της Νέδα.

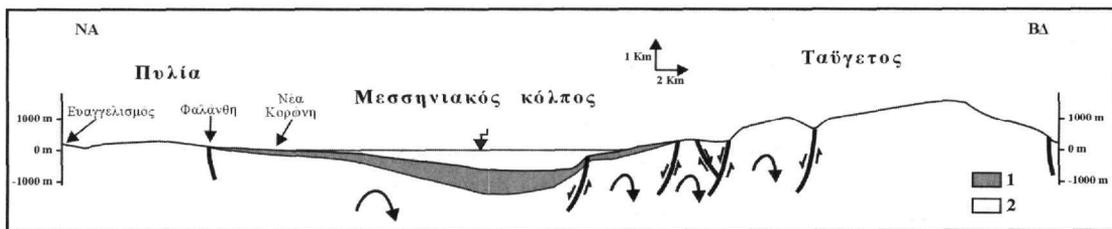
Στη νότια Πυλία διακρίνονται τρεις σχηματισμούς που περιέχουν κροκάλες από μεταμορφωμένα πετρώματα: α) ο λιμναιός, κατοπλειοκαινικής ηλικίας, σχηματισμός της Φαλάνθης (Koutsouveli 1987), β) ο χερσαίος σχηματισμός της Νέας Κορώνης και γ) ο χερσαίος σχηματισμός Ευαγγελισμού. Σε δείγμα που πάρθηκε από τις

μαργαϊκές αποθέσεις στην περιοχή της Κορώνης βρέθηκε το χαρακτηριστικό απολίθωμα *Hyalinea balthica*, συνεπώς θεωρούμε ότι και στη λεκάνη της Φαλάνθης η θαλάσσια ιζηματογένεση συνεχίστηκε κανονικά στο Κατ. Πλειστόκαινο. Συνεπώς, η απόθεση του χερσαίου σχηματισμού της Νέας Κορώνης πάνω στα θαλάσσια ιζήματα έχει γίνει μετά το τέλος του Κατ. Πλειστοκαίνου, όταν στην ευρύτερη περιοχή της Μεσσηνίας επικρατούσε καθεστώς ανύψωσης.

Για την καλύτερη κατανόηση της παλαιογεωγραφικής εξέλιξης της περιοχής μελέτης έγινε η τομή Α-Α'-Α'' εγκάρσια στη δομή της Πυλιακής χερσονήσου, του Μεσσηνιακού κόλπου και του Ταΰγετου. Ο Μεσσηνιακός κόλπος συνιστά ένα ημιβύθισμα με το ανατολικό περιθώριο να είναι πολύ ενεργό και να είναι υπεύθυνο για τη δημιουργία και διαμόρφωση του κόλπου, ενώ στο δυτικό δεν εντοπίζεται καμιά ρηξιγενής ζώνη, (Παπανικολάου κ.α. 1988). Ουσιαστικά δηλαδή, ολόκληρος ο κόλπος μαζί με το δυτικό τουλάχιστον τμήμα των ορέων της Πυλίας, (λεκάνη Φαλάνθης), συνιστά ένα μεγάλο τεκτονικό πολυτέμαχος. Το πολυτέμαχος αυτό μαζί με τον Ταΰγετο συμπεριφέρονται, από κινηματική άποψη, σαν τεκτονικά δίπολα που περιστρέφονται προς τα ΑΒΑ γύρω από άξονες ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνσης.

Η κινηματική συμπεριφορά των τεκτονικών διπλών Μεσσηνιακού- Ταΰγετου υποδηλώνεται και από το γεγονός ότι στο περιθώριο της λεκάνης της Φαλάνθης τα θαλάσσια μεταλλικά ιζήματα συναντώνται μέχρι τα 180m, ενώ το πάχος των ιζημάτων στο βυθό του Μεσσηνιακού είναι κατά πολύ μεγαλύτερο από 750m (Παπανικολάου κ.α. 1988). Αντίστοιχα, στο βύθισμα του Κάμπου, το ανώτερο υψόμετρο εμφάνισης των υπολειμμάτων των θαλάσσιων αποθέσεων βρίσκεται στα 360m και βορειότερα στην περιοχή της Άνω Άμφειας στα 460m (Μαριολάκος κ.α. 1992,1994), ενώ στην κοιλάδα του Ευρώτα στα 300m. Βλέπουμε δηλαδή ότι η περιστροφή που έχει υποστεί ο Ταΰγετος είναι σημαντικά μικρότερη σε σχέση με αυτή του Μεσσηνιακού κόλπου.

Είναι εμφανής επίσης η διαφορά της ανύψωσης των μεταλλικών αποθέσεων στη λεκάνη της Φαλάνθης σε σχέση με το όρος Λυκοδόμηο, στα ανατολικά πρηνή του οποίου το ανώτερο όριο εξάπλωσης των θαλάσσιων μεταλλικών ιζημάτων βρίσκεται στα 360m. Να τονίσουμε δε ότι κροκάλες προερχόμενες από μεταμορφωμένα πετρώματα παρατηρούνται μόνο στους σχηματισμούς της νότιας Πυλίας και απουσιάζουν παντελώς από τη βόρεια Πυλία και ασφαλώς και από την περιοχή του Λυκοδόμιου. Το όριο εξάπλωσης περιορίζεται νότια της ρηξιγενούς ζώνης, διεύθυνσης Α-Δ, που διαχωρίζει τη λεκάνη της Φαλάνθης από τη δομή του Λυκοδόμιου, (Εικ. 3). Η ρηξιγενής αυτή ζώνη, που παρουσιάζει και οριζόντια συνιστώσα κίνησης (καθώς παρατηρείται σημαντική πάρελξη των αξόνων των πτυχών της Πίνδου κοντά στη ρηξιγενή ζώνη), φαίνεται ότι παλαιογεωγραφικά έπαιξε σημαντικό ρόλο στον περιορισμό της απόθεσης των σχηματισμών που περιέχουν μεταμορφωμένες κροκάλες μόνο στο νότιο τμήμα της Πυλιακής χερσονήσου.



1:Μεταλλικά ιζήματα, 2:Προνεογένης υπόβαθρο.

Fig. 4.: Schematic cross-section A-A'-A'' across Messiniacos gulf and Taygetos mountain.

1:Post-alpine sediments, 2:Pre-neogene basement.

Λαμβάνοντας υπόψη α) ότι η απόθεση των χερσαίων κροκαλοπαγών με μεταμορφωμένες κροκάλες στο χώρο της νότιας Πυλίας έγινε μετά την αρχή του Μέσου Πλειστοκαίνου, και β) ότι η εγγύτερη προς την Πυλία εμφάνιση της Άρνας βρίσκεται στον ΒΔ Ταΰγετο, πιστεύουμε ότι η μεταφορά των κροκαλών στο χώρο της νότιας Πυλίας πρέπει να έχει γίνει από τα ΒΑ προς τα ΝΔ μέσω ρευμάτων μεγάλης μεταφορικής ικανότητας, ικανά να μεταφέρουν ακόμα και ογκολίθους. Στην άποψη αυτή συνηγορεί και το γεγονός ότι τα ανώτερα υψόμετρα των θέσεων εμφάνισης των μεταλλικών σχηματισμών που περιέχουν και κροκάλες από μεταμορφωμένα πετρώματα στη ΝΔ Πελοπόννησο μειώνονται, προχωρώντας από τα ΒΑ προς τα ΝΔ. Έτσι, ο σχηματισμός Δυρραχίου (θέση 2, Εικ.2) βρίσκεται στα +800m, ο σχηματισμός Πολιανής (θέση 3) στα 660m, οι θαλάσσιοι σχηματισμοί στην ευρύτερη περιοχή της Καλαμάτας (θέσεις 4 & 5) στα 340m και οι εμφανίσεις στην περιοχή της Πυλίας (θέσεις 7&9, Εικ.2) στα 0-120m.

Κατά την άποψή μας, η απόθεση του σχηματισμού Νέας Κορώνης πρέπει να έγινε κάποια χρονική στιγμή κατά το διάστημα Μέσο – Ανώτερο Πλειστόκαινο, σε μια περίοδο δηλαδή που το βορειότερο τουλάχιστον τμήμα του Μεσσηνιακού κόλπου πρέπει να είχε μετατραπεί σε ξηρά και παρουσίαζε υψηλότερο ανάγλυφο από κάποια τμήματα της νότιας Πυλίας, έτσι ώστε να είναι δυνατή η μεταφορά του κλαστικού υλικού εγκάρσια προς την σημερινή δομή του κόλπου όπως αναφέρεται και από τον Κισκίρα (1959).

Το γεγονός αυτό βέβαια, προϋποθέτει και την ύπαρξη υδροκρίτων που να καθορίζουν την απορροή σε ΒΒΑ-ΝΝΔ κατεύθυνση, από τον Βόρειο Ταΰγετο προς την νότια Πυλία και να απομονώνουν την υδρολογική αυτή λεκάνη από τη θάλασσα περιοχή του νότιου Μεσσηνιακού. Η κινηματική επομένως των δύο πολυτεμαχικών τεκτονικών διπλών Μεσσηνιακού – Ταΰγετου πρέπει να ήταν διαφορετική, (σε σχέση με τη σημερινή), στο διάστημα απόθεσης των προαναφερθέντων σχηματισμών. Η ταχύτητα ανύψωσης δηλαδή του ανατολικού περιθωρίου του Μεσσηνιακού πρέπει να ήταν σημαντικότερη από την ανύψωση του δυτικού και αντίστοιχα, να ήταν πολύ πιο έντονη η ανύψωση του κεντρικού Ταΰγεται σε σχέση με το δυτικό του περιθώριο.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ΚΙΣΚΥΡΑΣ, Δ., (1959). – Γύρω από την παλαιογεωγραφία της Πελοποννήσου. *Πελοποννησιακή Πρωτοχρονιά*, 3, 128-136.
- KOUTSOVELI, A., (1987). - Etude stratigraphique des formations pliocenes et pleistocenes en Messenie accidentale. *These Univ. d' Aix Marseille II*, 162 p., Luminy.
- KOWALCZYK, G. & WINTER, K-P., (1979). - Neotectonic and structural development of the southern Peloponnesus. *Ann. Geol. Des Pays Helln., H. Ser., 1979(II)*, 637-646.
- ΛΑΔΑΣ, Ι. (2000). – Μορφοτεκτονική ανάλυση και νεοτεκτονική εξέλιξη της Πυλίας. Master Thesis, Τομέας Δυναμικής-Τεκτονικής-Εφαρμοσμένης Γεωλογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Παν/μιο Αθηνών.
- MARIOLAKOS, I. & PAPANIKOLAOU, D., (1981). - The Neogene Basins of the Aegean Arc from the paleogeographic and the geodynamic point of view. *Proc. int. Symp. Hellenic Arc and Trench, Athens 1981*: 383-399.
- ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, Η. & ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ, Ι. (1990). - Νεοτεκτονικές μακροπτηχές στην περιοχή Φιλιατρών (Δυτ. Μεσσηνία, Πελοπόννησος). – *Πρακτ. 5ου Γεωλ. Επιστ. Συν. της Ελλ. Γεωλ. Ετ., Μάιος 1990, Θεσ/νικη, Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Ετ., τ. XXV/3*, 19-38.
- MARIOLAKOS, I., SCHNEIDER, H., FOUNTOULIS, I., VOULOUMANOS, N. (1992). - Paleogeography, sedimentation and Neotectonic implications at the Kambos depression and Kitries Bay area. (Messinia, Peloponnesus, Greece). – *Πρακτικά 6ου Συν. Ελλ. Γεωλ. Ετ., τ. XXVIII/1*, σ. 397-413, Αθήνα.
- MARIOLAKOS, I., FOUNTOULIS, I., NASSOPOULOU, S., VOULOUMANOS, N., LADAS, I. (1993). - Paleoenvironmental study of the post-alpine sediments at the eastern margin of Southern Messinia basin deduced from litho- and bio-stratigraphic evidence. – *Io Διεθνές Συνέδριο Περιβάλλοντος “ΜΕΣΟΓΕΙΟΣ: Περιβάλλον - Αγροτική ανάπτυξη - Ποιότητα ζωής. ΓΕΩΤΕΕ, Αθήνα, Μάρτιος 1993*, περιλήψεις σ. 64.
- MARIOLAKOS, I., FOUNTOULIS, I., MARCOPOULOU-DIACANTONI, A., MIRKOU, M.R. (1994). - Some remarks on the kinematic evolution of Messinia Province (SW Peloponnesus, Greece) during the Pleistocene based on Neotectonic Stratigraphic and Paleocological observations. – *Munster. Forsch. Geol. Palaont.*, 76, p 371-380, Munster.
- ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, Η., ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ, Ι., ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ, Τ., ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ, Ι. (1999). - Γεωμορφολογική δομή της πόλης της Πολιανής με συνδρομή γεωφυσικών διασκοπήσεων. – *Πρακτικά 5^{ου} Πανελληνίου Γεωγραφικού Συνεδρίου*, σελ. 5-13.
- ΜΑΡΚΟΠΟΥΛΟΥ-ΔΙΑΚΑΝΤΩΝΗ, Α., ΜΙΡΚΟΥ, Μ.Ρ., ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, Η., ΛΟΓΟΣ, Ε., ΛΟΖΙΟΣ, Σ., ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ, Ι. (1988). - Στρωματογραφικές παρατηρήσεις στα μεταλλικά ιζήματα της περιοχής Θουρίας - Ανω Αμφειας (Ν. Μεσσηνίας) και η νεοτεκτονική ερμηνεία τους. – *Πρακτικά 4ου Γεωλ. Επιστ. Συν. της Ελλ. Γεωλ. Ετ., Μάιος 1988, Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Ετ., τ. XXIII/3*, σ. 275-295.
- ΜΑΡΚΟΠΟΥΛΟΥ-ΔΙΑΚΑΝΤΩΝΗ, Α., ΜΙΡΚΟΥ, Μ.Ρ., ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, Η., ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ, Ι. (1990). - Στρωματογραφικές και παλαιοοικολογικές παρατηρήσεις στα μεταλλικά ιζήματα της περιοχής Φιλιατρών και η νεοτεκτονική ερμηνεία τους.. – *Πρακτικά 5ου Γεωλ. Επιστ. Συν. της Ελλ. Γεωλ. Ετ., Μάιος 1990, Θεσ/νικη, Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Ετ., τ. XXV/2*, σ. 593-608.
- PAPANIKOLAOU, D., LYKOSSIS, B., CHRONIS, G. & PAVLAKIS, P., (1988). - A comparative study of neotectonic basins across the Hellenic Arc: The Messiniakos, Argolicos, Saronicos and Southern Evoikos gulfs. *Basin Research*, 1/3, 167-176.
- PAPANIKOLAOU, D., PAVLAKIS, P., CHRONIS, G., LYKOSSIS, B. & ANAGNOSTOU, E., (1988). -

- Geological structure of inner Messiniakos gulf. Bull. Geol. Soc. Greece, vol. 23/3, 333-347.
- ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ, Ι., (1994). – Νεοτεκτονική εξέλιξη της Κεντροδυτικής Πελοποννήσου. Διδακτορική διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας, Παν/μιο Αθηνών, 254 σελ.
- ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ, Ι. & ΜΩΡΑΙΤΗ, Ε. (1994). - Ιζηματογένεση, παλαιογεωγραφία και Νεοτεκτονική ερμηνεία των μεταλλικών αποθέσεων της λεκάνης Κυπαρισσίας - Καλού Νερού. – *Πρακτικά 7ου Συνεδρίου της Ελλ. Γεωλ. Ετ., Μάιος 1994, Δελτ. Ελλην. Γεωλ. τ. XXX/2*, σ. 323-336.
- ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ, Ι. & ΜΩΡΑΙΤΗ, Ε. (1998). - Ιζηματογένεση, παλαιογεωγραφία και Νεοτεκτονική ερμηνεία των μεταλλικών αποθέσεων της λεκάνης Νέδα (Κεντροδυτική Πελοπόννησος). – *Πρακτικά 8ου Συνεδρίου της Ελλ. Γεωλ. Ετ., Μάιος 1998, Πάτρα, Δελτ. Ελλην. Γεωλ. Ετ., XXXII/1*, 251-262.
- FRYDAS, D., (1990). - Plankton-stratigraphie des Pliozans und unteren Pleistozans der SW Peloponnes, Griechenland. Newsl. Stratigr., 23(2), 91-108, Berlin/Stuttgart.
- FYTROLAKIS, N., (1971). - Geological studies in Pylia province (Messinia, Peloponessus). Ph.D. Thesis, Ann. Geol. Des Pays Helln., 23, 57-122.

Η ΠΑΡΟΥΣΙΑ ΤΩΝ ΕΣΩΤΕΡΙΚΩΝ ΕΛΛΗΝΙΔΩΝ ΣΤΗΝ ΟΡΟΣΕΙΡΑ ΤΟΥ ΠΑΡΝΩΝΑ, ΚΕΝΤΡΟΑΝΑΤΟΛΙΚΗ ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΣ*

Ε. ΣΚΟΥΡΤΣΟΣ¹, Α. ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ¹, Α. ΖΑΜΠΙΕΤΑΚΗ-ΛΕΚΚΑ¹, & Σ. ΛΕΚΚΑΣ¹

ΣΥΝΟΨΗ

Στην οροσειρά του Πάρωνα (Κεντροανατολική Πελοπόννησος) πάνω από την ενότητα της Πίνδου, απαντά η «ενότητα Γλυπίας», μία κλαστική ακολουθία τύπου «άγριου φλύσχη», τριτογενούς ηλικίας. Μέσα στην κύρια μάζα απαντούν με την μορφή ολισθόλιθων, ανθρακικά πετρώματα νηρητικής ή πελαγικής φάσης ανωκρητιδικής ηλικίας, ανθρακικά πετρώματα νηρητικής φάσης περμικής ηλικίας, λάβες με ιζήματα ανωκρητιδικής ηλικίας, σερπεντινίτες με άγνωστης ηλικίας συνοδά ιζήματα και ραδιολαρίτες. Η ενότητα αυτή μπορεί να θεωρηθεί ανάλογη με τη διάπλαση της Ερμιόνης στην Αργολίδα ή τα καλυμμάτα Άρβης και Μιαμού στην Κρήτη.

ABSTRACT

Detailed mapping of the Parnon mountain range (centraleastern Peloponnesus) showed that over the already well-identified alpine units, which consist the principal mass of Peloponnesus, lies a clastic flysch-type formation, named by the authors as Glypia unit (nappe). This unit encounters in the broader area of Paleochori-Ag. Vasiliou, west to the town of Leonidio.

The northern margin of the exposure overlies tectonically the Upper Cretaceous limestones of Pindos unit whereas at the eastern, southern and western margins it overlies the Upper Cretaceous - Eocene limestones and the transitional to flysch formation of Tripolis unit through an normal fault.

The principal flysch mass is consisted of reddish to brownish and greenish alterations of pelitic horizons, yellowish marly limestones and greenish coarse-grained sandstones. The grains of the latter have been derived from the erosion of a metamorphic exposure, most probably corresponding to 'Pelagonian' zone. After fossil determination, which took place on some of the horizons of the marly limestones, they turn out to be of Danian age.

The occurrence of exotic blocks within the flysch matrix of the Glypia unit is quite often. They have derived from carbonate formations of Upper Cretaceous age with either pelagic or neritic character, carbonate formations of Permian age with a neritic character, dolomitic breccias, radiolarites, basaltic lavas along with reddish or greenish pelites and microbrecciated limestones of Upper Cretaceous age and, coming to the end, serpentinites along with greenish pelites, sandstones and microbrecciated limestones of unknown age.

The study of the tectonic fabric of the Glypia unit reveals an early compressional tectonic event, which has been overprinted by an intense extensional episode of NE-SW orientation. The latter has caused a significant thinning of the unit.

The combination of the above mentioned data provides strong evidence, which integrates to the conclusion that the Glypia unit represents a similar unit either to the Ermioni complex in Argolis or to the nappe of Arvi and Miamou in Crete.

KEY WORDS: Wild flysch, olistholites, Internal Hellenides, Ermioni complex, Arvi nappe, Miamou nappe, Parnon, Peloponnesus.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Άγριος φλύσχη, ολισθόλιθοι, Εσωτερικές Ελληνίδες, Σύμπλεγμα Ερμιόνης, κάλυμμα Άρβης, κάλυμμα Μιαμού, Πάρωνας, Πελοπόννησος.

* THE OCCURRENCE OF THE INTERNAL HELLENIDES ON PARNON MOUNTAIN RANGE, CENTRALEASTERN PELOPONNESUS.

1. University of Athens, Department of Geology, Panepistimioupolis Zografou, 15784 Athens, Greece.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Ο «άγριος φλύσχη» αποτελεί μία ιδιαίτερη μορφή φλύσχη που χαρακτηρίζεται από την παρουσία εξωτικών ή ενδογενών τεμαχίων, τα οποία «κολυμπάνε» μέσα στην πιο λεπτομερή κύρια μάζα του. Τέτοιες μορφές «άγριου φλύσχη» έχουν περιγραφεί στο χώρο της Πελοποννήσου από τον DERCOURT (1964) στο Μαυροβούνι του Άργους, από τους RICHTER & MARIOLAKOS (1973) στην περιοχή της Ασέας, από τον FLEURY (1976) στην Ηπειρωτική Ελλάδα (ενότητα Μέγδοβας), από τον DE WEVER (1976) στην περιοχή της Ζαρούχλας και από τον ΛΕΚΚΑ (1978) η ενότητα Παλαιοχώρας στην κεντρική Αρκαδία. Ιδιαίτερη περίπτωση «άγριου φλύσχη» αποτελεί η «σχιστοψαμμιτική διάπλαση της Ερμιόνης» (ΑΠΑΝΙΤΗΣ, 1960a, b) ή «σύμπλεγμα της Ερμιόνης» (CLIFT & ROBERTSON 1989, CLIFT 1996) στην χερσόνησο της Αργολίδας, ο Βοιωτικός φλύσχης (CLEMENT 1971, RICHTER et al 1996) στην Στερεά Ελλάδα και η «σειρά Μιαμού» στην νήσο της Κρήτης (BONNEAU 1973, 1976).

Στην παρούσα εργασία παρουσιάζεται η ενότητα ή το κάλυμμα της Γλυπίας, η οποία αποτελεί την ανώτερη τεκτονική ενότητα στην περιοχή του Πάρωνα. Χαρακτηρίζεται από μία κλαστική ακολουθία τύπου «άγριου φλύσχη» και παρουσιάζει μία σειρά από γνωρίσματα ανάλογα με αυτά της «σχιστοψαμμιτικής διάπλασης της Ερμιόνης» και των καλυμμάτων Άρβης και Μιαμού στην νήσο της Κρήτης.

2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Σύμφωνα με τους THIEBAULT (1982), BASSIAS (1984), BASSIAS & THIEBAULT (1985) και DOUTSOS et al (2000), στην περιοχή της οροσειράς του Πάρωνα, από κάτω προς τα πάνω απαντούν οι παρακάτω τεκτονικές ενότητες:

- ♦ Κρήτης-Μάνης (μεταμορφωμένη Ιόνιος)
- ♦ Φυλλιτών-Χαλαζιτών
- ♦ Τρίπολης
- ♦ Πίνδου.

Λεπτομερής γεωλογική χαρτογράφηση σε κλίμακα 1:5000 του μεγαλύτερου τμήματος της οροσειράς του Πάρωνα, έδειξε ότι το ανώτερο τεκτονικό κάλυμμα στην περιοχή αυτή, αποτελεί το κάλυμμα της Γλυπίας (από την αρχαία πόλη που απαντούσε στην περιοχή αυτή), η επιφανειακή εξάπλωση της οποίας, περιορίζεται ανάμεσα στα χωριά Παλαιοχώρι και Άγιος Βασίλειος (εικ. 1) δυτικά του Λεωνιδίου, όπου και στην αρχαιότητα απαντούσε η πόλη της Γλυπίας. Προς την βόρεια πλευρά το κάλυμμα υπέρκειται των ανωκρητιδικών, πλακωδών ασβεστολίθων της Πίνδου, με τη μεσολάβηση ενός μικρής κλίσης (<30°) κανονικού ρήγματος (εικ.1), ενώ δυτικά, νότια και ανατολικά, έρχεται σε επαφή μέσω κανονικών ρηγμάτων ενδιάμεσης κλίσης (30°-60°), με ανθρακικά και με μεταβατικά προς το φλύσχη ιζημάτα της ενότητας της Τρίπολης, ηλικίας Κατωτέρου Κρητιδικού – Ηωκαίνου (εικ. 1).

Η όλη περιοχή αποτελεί μία τεκτονική τάφρο, η οποία βρίσκεται ανατολικά της κορυφογραμμής του Πάρωνα. Είναι βέβαιο ότι αυτή η δομή προστάτησε το κάλυμμα της Γλυπίας, όπως και αυτό της Πίνδου, από τη διάβρωση και επέτρεψε τη διατήρησή του μέχρι σήμερα.

2.1. ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΟΥ ΚΑΛΥΜΜΑΤΟΣ ΤΗΣ ΓΛΥΠΙΑΣ

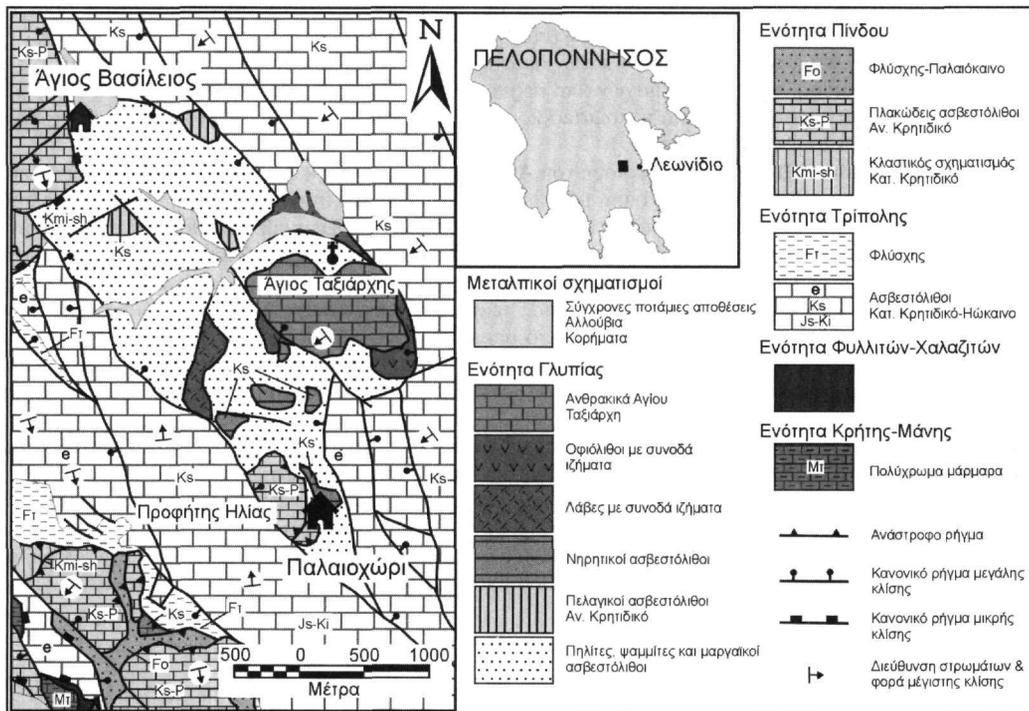
Πρόκειται για μία κλαστική, φλυσχική ακολουθία από εναλλαγές αργιλικών, ψαμμιτικών οριζόντων με ενδιαστρώσεις μαργαϊκών ή μικρολατυποπαγών ασβεστολίθων, η οποία χαρακτηρίζεται από διάφορα εξωγενή τεμάχια – ολισθόλιθους. Τα εξωγενή τεμάχια μπορεί να είναι είτε διάφορης φάσης και ηλικίας ανθρακικά πετρώματα, είτε διαφόρων τύπων εκρηξιγενή με διάφορα συνοδά ιζημάτα, είτε δολομιτικά λατυποπαγή και μικρά σώματα από ερυθρούς ραδιολαρίτες.

Κύρια μάζα: Η κύρια μάζα του φλύσχη αποτελείται από εναλλαγές ηλιθιακών οριζόντων χρώματος καστανέρυθρου ή πράσινου, κιτρινωπών, υποπράσινων, μαργαϊκών ή μικρολατυποπαγών ασβεστολίθων καθώς και χονδροκόκκων, πρασινόχρωων ψαμμιτών (εικ. 2a). Οι ηλιθιακοί οριζόντες εμφανίζονται σχιστοποιημένοι, έχοντας αναπτύξει ένα αραιό σχισμό, σε μερικές περιπτώσεις ακόμη και σχισμό μολυβιού (pencil cleavage), ενώ οι ασβεστομαργαϊκοί οριζόντες είναι συνήθως μικριτικοί, αζωϊκοί και χαρακτηρίζονται από ένα σύστημα διακλάσεων, κάθετο στη στρώση, που πολλές φορές έχει γεμίσει από ασβεστιτικό υλικό. Οι ψαμμίτες εμφανίζονται εύθρυπτοι και σαθροί, ιδιαίτερα στις ζώνες έντονης τεκτονικής καταπόνησης, με ασαφή στρώση και οι οποίοι διασχίζονται από ένα πλούσιο δίκτυο διακλάσεων που έχει πληρωθεί από συνκνηματικό ασβεστιτικό υλικό. Το χρώμα τους ποικίλλει από πρασινωπό έως κιτρινωπό, ενώ οι κλάστες τους δείχνουν ότι είναι προϊόνα διάβρωσης ενός μεταμορφικού πεδίου, πιθανά της Πελαγονικής ζώνης. Οι μικρολατυποπαγείς ασβεστολί-

θοι είναι συνήθως πολύμικτοι και οι κλάστες τους προέρχονται από κλαστικά, ανθρακικά ή πολύ συχνά από εκρηξιγενή πετρώματα.

Σε λεπτές τομές από πλακώδεις μαργαϊκούς ασβεστολίθους, διαπιστώθηκε ότι αυτοί σχηματίζουν ασβεστοουριβιδίτες με ανθρακικούς κλάστες. Προσδιορίστηκαν *Rotaliidae*, *Miliolidae*, *Melobesia*, *Globotruncanidae*, *Globigerinidae* καθώς και *Miscelanea sp.*, ενώ οι λατύπες φέρουν θραύσματα από φύκη. Από τουρβιδιτικό ασβεστόλιθο ερυθρού χρώματος, διαπιστώθηκε η παρουσία άφθονων ακτινοζώνων και *Globigerinidae*.

Τα παραπάνω απολιθώματα υποδηλώνουν ότι η ηλικία της κύριας μάζας του «άγριου φλύσχη» είναι τουλάχιστον Δάνιο.



Εικ. 1: Γεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης. Διακρίνεται η επιφανειακή εξάπλωση της ενότητας Γλυπίας με τις σημαντικότερες και μεγαλύτερες εμφανίσεις των διαφόρων εξωτικών τεμαχών μέσα στη κύρια μάζα της.
Fig. 1: Geological map of the study area. The main occurrences of some exotic blocks within the Glyptia unit, are indicated.

Ασβεστολιθικά τεμάχη: Εντός της κύριας φλυσχικής μάζας διαπιστώθηκε σε διάφορες περιοχές, η παρουσία ασβεστολιθικών τεμαχών, διαφόρου μεγέθους και φάσης. Με βάση τη φάση τους και την ηλικία τους, μπορούν να διακριθούν σε τέσσερις ομάδες.

Η πρώτη ομάδα περιλαμβάνει τεμάχη από πελαγικούς ασβεστολίθους, μικριτικούς, ερυθρωπούς, κιτρινωπούς ή ροδόχρους, με ενδιαστρώσεις σκουρόχρωμων κλαστικών ασβεστολίθων με *Globotruncanidae*. Παρατηρούνται ενδιαστρώσεις ή κόνδυλοι πυριτιολίθων καθώς και λεπτά πηλιτικά στρώματα. Ο όγκος τους κυμαίνεται από 1m³. έως 50m³.

Η δεύτερη ομάδα περιλαμβάνει γκριζούς μεσοπλακώδεις έως παχυπλακώδεις, μικρολατυποπαγείς ασβεστολίθους, οι οποίοι τέμνονται από ένα πυκνό δίκτυο διακλάσεων που έχει πληρωθεί από ασβεστιτικό υλικό. Οι ασβεστολίθοι αυτοί περιέχουν άφθονα *Orbitolinidae*, θραύσματα από ρουδιωτές, ελασματοβράγχια, κοράλλια και φύκη. Στο μεγαλύτερο από τα τεμάχη, παρατηρείται μία μετάβαση προς ερυθρούς ασβεστολίθους και πηλίτες.

Η τρίτη ομάδα, χαρακτηρίζεται από γκριζούς έως λευκούς, βιοκλαστικούς ασβεστολίθους που είναι πλούσιοι σε απολιθώματα του Περμίου. Προσδιορίστηκαν *Mizzia velebitana*, *Climacamina sp.*, *Pachyfloia sp.*, *Fusulinidae*, κοράλλια και δίθυρα. Οι ασβεστολίθοι αυτοί παρουσιάζονται με τη μορφή μικρών τεμαχών όγκου 1-2m³.

Η τέταρτη ομάδα, η οποία έχει και την μικρότερη εξάπλωση, αποτελείται από επιμηκυσμένα σώματα δολομικιών λατυποπαγών. Το πιο μεγάλο σώμα έχει αρκετές δεκάδες μέτρα μήκος (50μ.) και μόλις λίγα μέτρα πλάτος. Η κύρια μάζα του πετρώματος καλύπτεται εξωτερικά από επιφλοιώματα ασβεστιτικού υλικού.

Εκρηξιγενή τεμάχια: Πολύ μεγάλη συμμετοχή έχουν και τα εκρηξιγενή πετρώματα, τα οποία μαζί με τα συνοδά τους ιζήματα, καλύπτουν πολύ μεγάλες εκτάσεις της εμφανίσεως του φλύσχη. Διάφορα σπηλιτικά σώματα απαντάνε με την μορφή απομονωμένων τεμαχίων όγκου 1-2m³, ενώ σχιστοποιημένες βασαλτικές λάβες συνοδεύονται από διάφορα πελαγικά ιζήματα (εικ. 2b), όπου όμως η τεκτονική καταπόνηση, δεν επιτρέπει τη διαπίστωση αν αυτά αποτελούν πράγματι το ιζηματογενές κάλυμμα των λαβών. Συνήθως αποτελούνται από βυσσινέρυθρους ή πρασινοπούς πηλίτες, μαργαίτους και μικρολατυποπαγείς ασβεστόλιθους, εντός των οποίων διαπιστώθηκε η παρουσία θραυσμάτων από τρηματοφόρα, κάποια από τα οποία πιθανολογείται ότι ανήκουν στην οικογένεια των *Orbitolinidae*, ενώ απαντούν ολόκληρα κελύφη από *Globotruncanidae*.

Πολύ σημαντική είναι και η παρουσία σωματίων διαφόρων μεγέθων από σερπεντινωμένους περιδοτίτες. Στις περιοχές με τη μεγαλύτερη συμμετοχή τεμαχίων από σερπεντινίτες, παρατηρούνται σκούροι πράσινοι ή ερυθροί πηλίτες και ραδιολαρίτες μαζί με κάποια χαλαζιακά κροκαλοπαγή και πολύμικτα ανθρακικά μικρολατυποπαγή με μεγάλη συμμετοχή εκρηξιγενών κλαστών.

Ασβεστόλιθοι Αγίου Ταξιάρχη: Στην περιοχή του Αγίου Ταξιάρχη, ανάμεσα στα χωριά Παλαιοχώρι και Άγιος Βασίλειος, απαντά μία μεγάλη ανθρακική μάζα η οποία εντάσσεται στην ενότητα Γλυπίας (βλέπε εικ. 1). Αποτελείται από γκριζοσάπρους, μεσοστρωματώδεις έως παχυστρωματώδεις ασβεστόλιθους αβασθών νερών που περιέχουν οστρακώδη, βελόνες χελών και κοράλλια, οι οποίοι προς τα πάνω μεταβαίνουν σε γκριζούς, βιοκλαστικούς ασβεστόλιθους με *Orbitolinidae*. Οι ασβεστόλιθοι αυτοί επικάθονται τεκτονικά σε κλαστικούς σχηματισμούς του «άγριου φλύσχη» μέσω μίας υποοριζόντιας τεκτονικής επιφάνειας. Σφηνωμένα κάτω από αυτή τη μάζα, απαντούν κατά περίπτωση, μεγάλα τεμάχια από σερπεντινίτες μαζί με πράσινους πηλίτες και ψαμμίτες, λεπτοπλακώδεις μικριτικοί ασβεστόλιθοι, άγνωστης ηλικίας, γκριζοί, λεπτοπλακώδεις ασβεστόλιθοι με filaments από οστρακώδη, χαλαζιακά κροκαλοπαγή, πολύμικτα ασβεστολιθικά κροκαλοπαγή, ερυθροί πηλίτες και κτρινοποί μαργαίκοι ασβεστόλιθοι.

Ασβεστόλιθοι Παλαιοχωρίου: Λίγο πιο ψηλά από την κεντρική πλατεία του Παλαιοχωρίου εμφανίζεται μία ακόμη ανθρακική μάζα, η οποία επικάθεται μέσω μίας οριζόντιας τεκτονικής επιφάνειας στον «άγριο φλύσχη» (βλέπε εικ. 1). Αντίθετα από την προηγούμενη ανθρακική μάζα, αυτή χαρακτηρίζεται από λεπτοπλακώδεις, τουρβιδιτικούς ασβεστόλιθους με άφθονα *Globotruncanidae*, σε εναλλαγές με μικριτικούς λεπτοπλακώδεις ασβεστόλιθους. Παρόλο που το κάλυμμα φέρει εσωτερικά πολλές τεκτονικές επιφάνειες, διακρίνεται χαρτογραφικά μία εσωτερική λεπίωση, όπου ανάμεσα σε δύο όμοια ανθρακικά λέπη, παρεμβάλλονται κόκκινοι πηλίτες με εμφανή την έντονη τεκτονική καταπόνηση.

2.2. Περιγραφή του τεκτονικού ιστού

Η έντονη τεκτονική καταπόνηση της ενότητας Γλυπίας είναι αποτυπωμένη σε όλες τις κλίμακες και σε πολλές θέσεις δίνει την εικόνα ενός τεκτονικού μίγματος (milange). Η ποικιλία των λιθολογικών φάσεων που συμμετέχουν σε αυτήν, με ένα πάχος μόλις λίγων εκατοντάδων μέτρων, αποδεικνύει την ένταση της παραμόρφωσης αλλά και τη λέπτυνση που έχει υποστεί η ενότητα. Σε πολλές θέσεις μπορεί να διακριθεί ένας ισχυρός εφελκυσμός, παράλληλος στη στρώση, ο οποίος έλαβε χώρα με το σχηματισμό δύο συστοιχιών από υποπαράλληλες διατμητικές ταινίες (shear bands) με μεταξύ τους γωνιακή σχέση 60°, δημιουργώντας ένα δίκτυο από πεπλεγμένες διατμητικές ζώνες με ρομβοεδρικής μορφής μικρολιθώδες (εικ. 2d). Αυτή η διαδικασία είχε ως αποτέλεσμα τον σταδιακό τεμαχισμό των πιο άκαμπτων και σκληρών οριζόντων, δημιουργώντας δομές boudinage. Αντίθετα στα πιο εύπλαστα στρώματα, σχηματίστηκαν αναστομούμενες επιφάνειες σχισμού, η διάταξη των οποίων είναι σχετικά παράλληλη προς τις διατμητικές ταινίες.

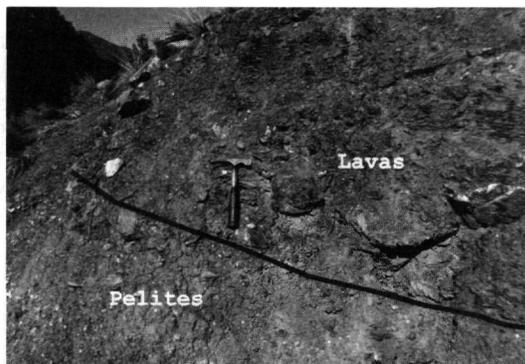
Σε μεγαλύτερη κλίμακα αισθητή είναι η παρουσία ρηγμάτων κανονικού χαρακτήρα τα οποία παρουσιάζουν ένα κύριο σύστημα διεύθυνσης ΒΑ-ΝΑ, ενώ παρατηρείται και ένα δεύτερο πλάγιο έως κάθετο στο προηγούμενο, διεύθυνσης ΒΒΑ-ΝΝΑ έως ΒΑ-ΝΑ. Τα πιο πολλά από αυτά παρουσιάζουν ενδιάμεσες έως μεγάλες κλίσεις προς τα ΒΑ.

Οι παραπάνω εφελκυστικές δομές έχουν επικαλύψει ένα πρώιμο συμπιεστικό γεγονός του οποίου οι υπολειμματικές του δομές αποτελούνται από μεσοσκοπικής κλίμακας ημιανεστραμμένες ή κατακεκλιμένες πτυχές διεύθυνσης Β-Ν έως ΒΒΑ-ΝΝΑ (εικ. 2c), από μικρές επιπτεύσεις και από ανάστροφα ρήγματα ή διατμητικές ζώνες.

Η μελέτη του τεκτονικού ιστού της ενότητας, φανερώνει ότι κυριαρχείται από έναν έντονο εφελκυσμό σε μία αξονική διεύθυνση ΒΑ-ΝΑ, ο οποίος οδήγησε στην λέπτυνση της ενότητας. Η έντονη παρουσία ρηγμάτων που κλίνουν προς τα ΒΑ, αποδίδεται στην ανάπτυξή τους ως συνθετικές διατμήσεις (διατμήσεις Riedel) σε έναν προοδευτικό εφελκυσμό λόγω βαρυντικής ολιόθησης προς τα ΒΑ, με τα υπόλοιπα ρήγματα να λειτουργούν ως συζυγή ή δευτερογενείς διαρρήξεις.



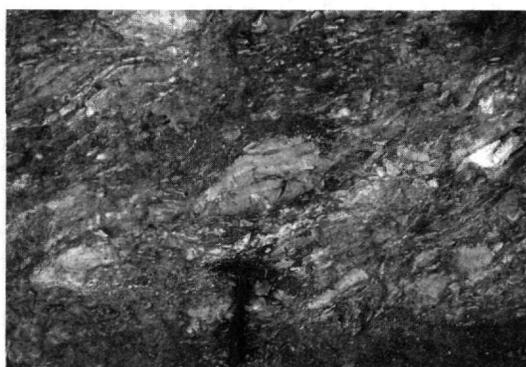
2a



2b



2c



2d

Εικ. 2: (a) Εναλλαγές καστανέρυθρων πηλιτών και κιτρινωπών μαργαϊκών ασβεστολίθων από τη κύρια μάζα του «άγριου φλύσχη». (b) Σχιστοποιημένες λάβες σε τεκτονική επαφή με πρασινοπούς επίσης σχιστοποιημένους πηλίτες. (c) Μεσοσκοπικής κλίμακας ισοπαχής κατακεκλιμένη πτυχή σε εναλλαγές μαργαϊκών ασβεστολίθων και πηλιτών της κύριας μάζας. (d) Έντονα σχιστοποιημένοι πρασινόχροοι ψαμμίτες και πηλίτες με ρομβοεδρικής μορφής μικρολιθώνες ακέραιοι πετρώματος.

Fig. 2: (a) The alternations of brownish-reddish pelites and yellowish marly limestones represent the matrix of the Glypia unit. (b) Foliated lavas lay tectonically over the greenish also foliated pelites. (c) Mesoscale, overturned fold into the matrix of the Glypia unit. (d) Intensely foliated greenish sandstones and pelites with robmoedric-shaped microlithons of intact rock.

3. ΣΧΟΛΙΑΣΜΟΣ

Περιπτώσεις «άγριου φλύσχη» στην Πελοποννήσο, έχουν περιγραφεί από τον DERCOURT (1964), RICHTER & MARIOLAKOS (1973), DE WEVER (1976), ΛΕΚΚΑΣ (1978), DEGNAN & ROBERTSON (1993) και άλλους, οι οποίες περιγραφές αφορούν την παρουσία μίας κλαστικής σειράς στη βάση του καλύμματος της Πίνδου. Ο THIEBAULT (1982) είχε εντάξει τις εμφανίσεις της εν λόγω ενότητας, στην ενότητα Παλαιοχώρας του ΛΕΚΚΑ (1978). Η λεπτομερής όμως χαρτογράφηση, απέδειξε ότι η ενότητα Γλυπίας, είναι τεκτονικά υπερκειμένη και της ενότητας της Πίνδου, κάτι που φανερώνει μία πιο εσωτερική της Πίνδου προέλευση.

Η παρουσία στον κύριο κορμό της Πελοποννήσου, ενοτήτων πιο εσωτερικών της Πίνδου, δεν είναι κάτι νέο, καθώς στην περιοχή δυτικά της Μονεμβασιάς, έχει περιγραφεί ένα τύπου τεκτονικού μίγματος κάλυμμα, αυτό της Αγγελώνας, το οποίο υπέρκειται των ενοτήτων Πίνδου, Τρίπολης και Φυλλιών-Χαλαζιτών, και θεωρείται υπόλειμμα των Εσωτερικών Ελληνίδων (GEROLYMATOS et al 1982, KOEBKE 1986, HANTZIPANAGIOTOU 1990, GEROLYMATOS 1994, DANELIAN et al 2000).

Κλαστικές ακολουθίες που φέρουν τα γνωρίσματα της ενότητας Γλυπίας και που απαντούν πιο εσωτερικά της ενότητας της Πίνδου, έχουν αναφερθεί τόσο στην Στερεά Ελλάδα (RICHTER et al, 1996), όσο και στην Αργολίδα και Κρήτη.

Στην Αργολίδα έχει περιγραφεί η «σχιστοψαμμιτική διάπλαση της Ερμιονίδος» (APANITHES 1960a, 1960b, BANNERT & BENDER 1968), ηλικίας Κατωτέρου Τριτογενούς (BACHMANN & RISCHE, 1979). Το κύριο χαρακτηριστικό της είναι ότι «κολυμπάνε» μέσα της τεμάχια από βασικές λάβες που συνοδεύονται από πελαγικά ιζήματα του Ανωτέρου Κρητιδικού, περιδοτίτες που προέρχονται από τη διάβρωση του Ηωελληνικού καλύμματος, και ανωκρητιδικοί, νηητικοί ασβεστόλιθοι που προέρχονται από την κατάρρευση μίας κρητιδικής πλατφόρμας (CLIFT & ROBERTSON 1989, CLIFT 1996).

Οι CLIFT & ROBERTSON (1989), ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ (1989) και ΓΑΪΤΑΝΑΚΗΣ & ΦΩΤΙΑΔΗΣ (1991), αναφέρουν ότι η φλυσική αυτή ακολουθία, είναι πολύ πλούσια σε ολισθόλιθους τύπου Άρβης. Σύμφωνα με τον BONNEAU (1973, 1976), το κάλυμμα της Άρβης χαρακτηρίζεται από ασβεστόλιθους με κερατολιθικές ενδιαστρώσεις, ηλικίας Τριαδικού-Ιουρασιτικού, ραδιολαρίτες, ανωκρητιδικούς ασβεστόλιθους και ερυθρές μάργες, οι οποίοι συνοδεύονται από σπηλίτες. Η σειρά αυτή σύμφωνα πάντα με τον συγγραφέα, μπορεί να συγκριθεί με ιζήματα της εσωτερικής Πίνδου, ή με τα καλύμματα της Λυσίας και αποτελεί ένα ανεξάρτητο κάλυμμα, υποκείμενο των οφιολίθων και των κρυσταλλοσχιστωδών. Επίσης ο BONNEAU (1973, 1976) περιγράφει την ενότητα Μιαμού από φλυσχοειδή ιζήματα με λεπτοπλακώδεις ασβεστόλιθους, μάργες, ψαμμίτες και διαβάσεις, τα οποία είναι επωθημένα επί του φλύσχη της Τρίπολης και της Πίνδου. Οι ηλικίες που έχουν προσδιορισθεί είναι το Κιμμερίδιο από κοραλλιοφόρους ασβεστόλιθους (BONNEAU, 1973, 1976) και το Άνω Κρητιδικό από φακοειδή ενδιάστρωση μαργαϊκού ασβεστόλιθου (ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ, 1980).

Η ενότητα Γλυπίας παρουσιάζει μία σειρά από γνωρίσματα που παρατηρούνται στις παραπάνω ενότητες. Η ηλικία της είναι τουλάχιστον Δάνιο και μπορεί να θεωρηθεί συγκρίσιμη με την ηλικία της διάπλασης της Ερμιόνης (Παλαιόκαινο-Νώκαινο)(BACHMANN & RISCHE 1979, ΓΑΪΤΑΝΑΚΗΣ & ΦΩΤΙΑΔΗΣ 1991). Επίσης τα τεμάχια από λάβες με κόκκινους σπηλίτες και ασβεστόλιθους, ηλικίας Ανωτέρου Κρητιδικού, παρουσιάζουν απόλυτη ομοιότητα με αυτά που παρατηρούνται στη διάπλαση της Ερμιόνης καθώς και στο κάλυμμα της Άρβης στη Κρήτη. Τα ασβεστολιθικά τεμάχια ηλικίας Ανωτέρου Κρητιδικού, είναι σε απόλυτη συμφωνία με αυτά που παρατηρούνται στη διάπλαση της Ερμιόνης, όπως και οι σερπεντινίτες (CLIFT & ROBERTSON 1989, CLIFT 1996).

Η προέλευση των πλούσιων σε απολιθώματα του Περίμου ασβεστολιθικών τεμαχίων, πρέπει να αναζητηθεί στο κάλυμμα της Υποπελαγονικής. Παρόμοιες φάσεις έχουν αναφερθεί στη περμοτριάδική βάση του καλύμματος της Υποπελαγονικής στην Ύδρα (RENZ 1955, RΦMERMANN 1968, BAUD et al 1991) και στο κάλυμμα της Αγγελώνας (GEROLYMATOS et al, 1982). Οι νηητικοί, ανωκρητιδικοί ασβεστόλιθοι στην περιοχή του Αγ. Ταξιάρχη, παρουσιάζουν σημαντικές ομοιότητες με αυτούς της ενότητας Άκρος (VRIELYNCK 1978, 1981-82, ΓΑΪΤΑΝΑΚΗΣ & ΦΩΤΙΑΔΗΣ, 1991).

Ενδιαφέρον παρουσιάζει η προέλευση των ανωκρητιδικών πελαγικών ασβεστολίθων που υπέρκεινται των ιζημάτων του άγριου φλύσχη στο χωριό Παλαιοχώρι. Οι ΓΑΪΤΑΝΑΚΗΣ & ΦΩΤΙΑΔΗΣ (1991) που περιγράφουν στην Αργολίδα ασβεστόλιθους ανάλογης φάσης και ανάλογης τεκτονικής θέσης, τους εντάσσουν στο χώρο της Ανατολικής Ελλάδας. Εδώ πρέπει να επισημανθεί ότι ενάμιση χιλιόμετρο δυτικά του Παλαιοχωρίου, εντός μίας άλλης τεκτονικής τάφρου, απαντάει ένας κλαστικός σχηματισμός με παρόμοιους χαρακτήρες με αυτόν της ενότητας Γλυπίας. Αρχικά αυτός είχε θεωρηθεί ισοδύναμος της ενότητας Παλαιοχώρας του ΛΕΚΚΑ (1978), καθώς υπόκειται τεκτονικά των πλακωδών ασβεστόλιθων της ενότητας της Πίνδου. Διαπιστώθηκε όμως ότι στη μεταξύ τους τεκτονική επαφή, παρεμβάλλεται μία μεγάλη τεκτονική σφήνα, πάχους περίπου 30-40μ από νηητικούς ασβεστόλιθους, ηλικίας Ανωτέρου Κρητιδικού, που μακροσκοπικά και μικροσκοπικά, είναι απόλυτα ταυτόσημοι με εκείνους που απαντούν τόσο στην περιοχή του Αγίου Ταξιάρχη, όσο και με τα ορισμένα τεμάχια που «κολυμπάνε» εντός του φλύσχη της Γλυπίας. Επίσης, μελετώντας την κινηματική του καλύμματος της Πίνδου στη περιοχή αυτή, διαπιστώθηκε ότι αυτό παρουσιάζει τη μορφή ενός βαρυτικού καλύμματος που ολισθαίνει προς τα ΒΑ, με κανονικού χαρακτήρα δομές στα δυτικά και ανάστροφες στα ανατολικά όρια του καλύμματος. Η ερμηνεία η οποία δίνεται, είναι ότι οι ανθρακικοί σχηματισμοί της Πίνδου, ολίσθησαν βαρυτικά προς τα ΒΑ και επωθήθηκαν πάνω στην ενότητα Γλυπίας, μία κίνηση που χαρακτηρίζει τις νότιες εμφανίσεις της ενότητας στην ευρύτερη περιοχή, αντίθετα από τις βόρειες όπου η Πίνδος, υπόκειται της ενότητας της Γλυπίας.

4. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στην οροσειρά του Πάρνωννα, στην Κεντροανατολική Πελοπόννησο, η ενότητα (ή κάλυμμα) της Γλυπίας κατέχει την ανώτερη τεκτονική θέση στην καλυμματική στήλη της περιοχής. Πρόκειται για μία ενότητα με χαρακτηριστικά «άγριου φλύσχη» μέσα στον οποίο παρατηρούνται διάφορα εξωτικά τεμάχια. Αυτά μπορεί να είναι ανωκρητιδικοί, πελαγικοί ή νηητικοί ασβεστόλιθοι, βιοκλαστικοί περμικοί ασβεστόλιθοι, δολομιτικά λατυποπαγή, βασικές λάβες που συνοδεύονται από ανωκρητιδικής ηλικίας πελαγικά ιζήματα, σερπεντινίτες με

άγνωστης ηλικίας συνοδά ιζήματα και μικρά σώματα ραδιολαριτών.

Η μελέτη του τεκτονικού ιστού της ενότητας φανερώνει ένα πρώιμο συμπιεστικό τεκτονικό γεγονός που έχει επικαλυφτεί από έναν έντονο εφελκυσμό με αξονική διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ που οδήγησε στην ισχυρή λέπτυνση της ενότητας.

Η παρουσία ολισθόλιθων τύπου Άρβης, ήτοι λάβες με ανωκρητιδικής ηλικίας συνοδά ιζήματα, σερπεντινιτών, ανωκρητιδικών ασβεστολίθων νηρητικής φάσης και η ηλικία της κύριας μάζας του φλύσχη, επιτρέπουν τη σύγκριση της ενότητας με ανάλογες εμφανίσεις από την περιοχή της Αργολίδας ή της Κρήτης και κυρίως με τη σχιστοψαμμιτική διάπλαση της Ερμόνης ή τις ενότητες Άρβης και Μιαμού.

Όσον αφορά τους πελαγικούς ασβεστόλιθους, ηλικίας Ανωτέρου Κρητιδικού που απαντάνε στο Παλαιοχώρι, θεωρούμε ότι αυτοί προέρχονται από το κάλυμμα της Πίνδου και τοποθετήθηκαν πάνω στα ιζήματα της ενότητας Γλυπίας μέσω ενός μηχανισμού βαρυντικής ολίσθησης.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- APANITHS, Σ. (1960a). Περί της ηλικίας της σχιστοψαμμιτικής διαπλάσεως Ερμιονίδος, *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, 4/1, 1-5.
- APANITHS, Σ. (1960b). Συμβολή εις την γνώσιν της γεωλογίας της Ερμιονίδος, *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, 4/1, 97 - 105.
- BACHMANN, G. H. & RISCH, H. (1979). Die geologische Entwicklung der Argolis-Halbinsel (Peloponnes, Griechenland). *Geologisches Jahrbuch, Reihe B*, 32.
- BANNERT, D. & BENDER, H. (1968). Zur geologie der Argolis-Halbinsel (Peloponnes, Griechenland). *Geologica et Palaeontologica*, 2, 151-162.
- BASSIAS, I. (1984). Etude geologique du domaine Paronien (feuille d'Astros au 1/50.000, Peloponnesse oriental, Grece). *These 3e Cycle*. pp. 261.
- BASSIAS I. & THIEBAULT F. (1985). Les "plattenkalk" du Parnon (Peloponnesse oriental, Grece): confirmation de leur rattachement a la zone ionienne; donnees preliminaires sur leurs caracteristiques structurales et metamorphiques, *Bull. Soc. geol. France*, (8), t. I, n° 4, 495-501.
- BAUD, A., JENNY, C., PAPANIKOLAOU, D., SIDERIS, C. & STAMFPLI, G. (1991). New observations on Permian stratigraphy in Greece and geodynamic interpretation. *Bull. Soc. Geol. Greece*, 25/1, 187-206.
- BONNEAU, M. (1973). Les differentes "series ophiolitiferes" de la Crete: une mise au point. *C. R. Acad. Sc. Paris, Serie D*, 276, 1249-12552.
- BONNEAU, M. (1976). Esquisse structurale de la Créte alpine. *Bull. Soc. Geol. France*, (7), 18, 351-353.
- CLEMENT, B. (1971). Decouverte d'un flysch eocretace en Beotie (Grece continentale). *C. R. Acad. Sci. Paris, Serie D*, 272, 791-792.
- CLIFT, P. (1996). Accretion tectonics of the Neotethyan Ermioni Complex, Peloponnesos, Greece, *J. Geol. Soc. Lond.*, 153, 745-757.
- CLIFT, P. & ROBERTSON, A. (1989). Evidence of a late Mesozoic ocean basin and subduction-accretion in the southern Greek Neo-Tethys. *Geology*, 17, 559-563.
- DANELIAN, T., LEKKAS, S. & ALEXOPOULOS, A. (2000). Decouverte de radiolarites triasiques dans un complexe ophiolitique a l' Extreme-Sud du Peloponnesse (Agelona, Lakonie, Grece). *C. R. Acad. Sci. Paris, Serie D*, 330, 639-644.
- DEGNAN, P. & ROBERTSON, A. (1994). Early tertiary mélange in the Peloponnesse (southern Greece) formed by subduction-accretion processes. *Bull. Soc. Geol. Greece*, 30/2, 93-107.
- DERCOURT, J. (1964). Contribution a l'etude geologique d'un secteur du Peloponnesse septentrional. *Ann. Geol. Pays Hell.*, 15, p. 418, Athene.
- DE WEVER, P. (1976). La «Formation a Blocs»: olistrome chevauche par la nappe du Pinde-Olonos (Peloponnesse, Grece), *C. R. Acad. Sc. Paris, Serie D*, t. 282, , 21-24.
- DOUTSOS, T., KOUKOUVELAS, I., POULIMENOS, G., KOKKALAS, S., XYPOLIAS, P. & SKOURLIS, K. (2000). An exhumation model of the south Peloponnesus, Greece. *Int. J. Earth Sci.*, 89, 350-365.
- FLEURY, J.J., (1976). Unité paléogéographique originale sous le front de la nappe du Pinde-Olonos: l'unité du Megdovas (Grèce continentale). *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 282, série D., 25-28.
- ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ, Ν., (1980). *Η γεωλογική δομή της Κρήτης. Προβλήματα, παρατηρήσεις και συμπεράσματα*. Διατριβή επί υφηγεσία. Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, σελ. 146.
- ΓΑΙΤΑΝΑΚΗΣ Π. & ΦΩΤΙΑΔΗΣ Α., (1991): Γεωλογική δομή της ΝΔ Αργολίδας. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, 25/1, 319-338.

- GEROLYMATOS, I., (1994): Metamorphose und tektonik der Phyllit-Quartzite-Serie und der Tyros-Schichten auf dem Peloponnes und Kythira. *Berliner geowiss. Abh. (A)*, 164, 101 s., Berlin.
- GEROLYMATOS, I., DORNSIEPEN, U. & TRIFONOVA, E. (1982). Vorkommen von Höheren Zentralhellenischen Deckeneinheiten in Lakonien (Peloponnes, Griechenland). *Prakt. Akad. Athènes*, 57, 247-301.
- HATZIPANAGIOTOU, K. (1990). Ultrabasite innerhalb der ophiolithischen mélange von Angelona (SO-Lakonien/ Pelopones, Griechenland). *Chem. Erde*, 50, 137-145.
- KOEBKE, J. (1986). *Die Ophiolithe der südägäischen Inselbrücke-Petrologie und Geochronologie*. Thèse. Université de Braunscheig, pp. 204.
- ΛΕΚΚΑΣ, Σ., (1978). Συμβολή εις την γεωλογικήν δομήν της περιοχής νοτιο-ανατολικώς της Τριπόλεως (Κεντρικήν Πελοπόννησος). Διατριβή επί διδακτορία. Πανεπιστήμιο Αθηνών, σελ. 192.
- ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, Δ. (1989). Παρουσία εμφανίσεων τύπου Αρβης, Δυτικής Θεσσαλίας και Ορλιακα στην Αργολίδα. *Γεωενημέρωση*, 6, 4-5.
- RENZ, C. (1955). *Die Vorneogene Stratigraphie der normal sedimentaren Formationen Griechenlands*. Inst. Geol. Subsurf. Research, 672p., Athens.
- RICHTER, D. & MARIOLAKOS, I. (1973). Olisthothrymma, ein bisher nichtbekanntes tekto-sedimentologisches Phanomen in flysch-ablagerungen. *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 142/2, 165-190.
- RICHTER, D., MIHM, A. & MULLER, C. (1996). Die Flysch-Zonen Griechenlands XIV. Der Bootische Flysch im Gerania-Gebirge (Mittel-griechenland). *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 201/3, 421-432.
- RÖRMERMANN, H. (1968). Geologie von Hydra (Griechenland). *Geol. et Palaeont.*, 2, 163-171.
- THIEBAULT F. (1982). *Evolution geodynamique des Hellenides externes en Peloponnese meridional (Grece)*. Societe Geologique du Nord, Publication n° 6, p. 393.
- VRIELYNCK, B., (1978): Donnees nouvelles sur les zones internes du Peloponnese. Les massifs a l' est de la plain d' Argos (Grece). *Ann. Geol. Pays Hell.*, 29/2, 440-462.
- VRIELYNCK, B. (1981-82). Evolution paleogeographique et structurale de la presui' ile d' Argolide (Grece). *Rev. Geol. dyn. Geogr. phys.*, fase 4, 23.

QUATERNARY GEOLOGY, GEOMORPHOLOGY AND TECTONICS IN THE OGOSTA RIVER VALLEY SYSTEM, THE DANUBIAN PLAIN (BULGARIA)

D. ANGELOVA¹

ABSTRACT

The Quaternary in the Ogosta River valley system (the Danubian plain) is represented by various genetic types of continental Quaternary sediments (eolian, alluvial, deluvial, proluvial). They lie on a diverse pre-Quaternary base. It is uneven and with various denudation. The accepted correlation schemes are based on local data in which the tectonic factor and duration of deformation have not been accounted for. The present work considers the complex results obtained during the investigation of the Quaternary sediments and formations.

The filling consists of clayey-sandy or calcareous-sandy materials, coloured in rusty nuances by iron hydroxides. Their age has been determined on the basis of the found fauna: *Elephas meridionalis Nesti*, *Anancus arvernensis* *Cr. et Gob* (Bakalov, Nikolov, 1962).

KEY WORDS: Quaternary geology, geomorphology, tectonics, lithology

1. INTRODUCTION

The Quaternary in the Ogosta River watershed is represented by various genetic types of Quaternary sediments (Fig. 1). They overlie either a diverse pre-Quaternary base, which is uneven and with various denudation, or a differing in age weathered crust. The thickness of the Quaternary sediments varies from several m to 110 m. They have been the topic of investigation of many authors (Filipov et al., 1989 and others). Most of the reference literature considers the loess and the loess complex. Regardless of the significant number of works on the Quaternary, the problems concerning its range, genesis, age and correlations are still debatable. The eolian theory about loess origin is accepted in Bulgaria. The present work shows a part of the complex investigations and results obtained during the study of the Quaternary in the Ogosta River watershed in the Danubian plain (Fig. 2), in which the author has taken part too.

2. QUATERNARY GEOLOGY AND GEOMORPHOLOGY

The Quaternary is represented by different lithological varieties, building different morphological bodies and complexes (Fig. 1). They are grouped as follows: Covering Gravel Formation, Red Clay Formation, Group of Eolian Sediments and Formations (loess complex), Group of Alluvial Sediments (terrace complexes), eluvium, deluvium, gravitational formations.

Covering Gravel Formation. The polygenic gravel with sandy-clayey filler, covering the ridges between the valleys is included in this formation. It is observed at the surface in the form of single spots or strips of different shape (Fig. 1). The gravel is widely distributed and has a considerable thickness from 10-15 m in the southern parts of the investigated region to 1 m in the vicinity of the Danube River. The thickness is variable in west-east direction too. This is due to the intensity of the neotectonic movements and to the specific features in the development of the river-ravine network (Vaptsarov et al., 1993, Angelova et al., 2000). They overlie the Neogene sediments with abrupt, uneven and eroded contact. The gravel is not cemented, unsorted, with various piece sizes and diverse composition and processing of the material.

According to their origin these are alluvial-proluvial and alluvial deposits, building two morphological levels at a height of 90-100 m and 130-150 m above the contemporary riverbeds.

Red Clay Formation. It is observed at the surface as narrow strips (Fig. 1) in the right valley slopes. The red calcareous-sandy aleurite clays refer to this formation. In most of the cases they are situated between the coarse-clastic sediments of the Covering Gravel Formation and the loess complex.

They are uniformly distributed and have been formed under conditions of warm and humid climate. The clays are dense, thick, heavy, unstructured, with massive outlook without expressed stratification. Their bulk

1. Geological Institute, Bulgarian Academy of Sciences
Acad. G. Bonchev St., Bl. 24, 1113 Sofia, Bulgaria



Fig. 1. Geological map of the Quaternary sediments in the watershed of the Ogosta River in the Danubian Plain (according to the Geological Map of Bulgaria in Scale 1:100000, map sheets Kozloduy and Byala Slatina, authors: Filipov et al., 1989 and 1993, with amendments): 1-4 - Holocene: 1 - alluvium; 2 - proluvium; 3 - gravitation formations and sediments; 4 - deluvium; 5-9 Pleistocene: 5 - alluvium covered by loess; 6 - sandy loess; 7 - typical loess; 8 - clayey loess; 9 - loess-like clay; 10-11 - Plio-Pleistocene: 10 - Red Clay Formation; 11 - Gravel Cover Formation; 12 - pre-Quaternary rock complexes. The circular diagrams show the clay:aleurite:sand ratio (%) in the loess varieties.

density varies from 1.74 to 2.27 g/cm³, the porosity reaches up to 20-30 % and the magnetic susceptibility - from 0 to 200 x 10⁶ SI. They have high carbonate content - within the range of 10 to 50 % of the total rock mass. The thickness of the red clays is not constant and changes from 1-2 m in the southern parts of the region to 21 m to the north. The ratio between the building components is simultaneously changed from "clay : aleurite : sand" = 40-50:10-20:5-25 % in the northern parts to 50-70: 10-15:2-5 % - in the southern parts. The age, as well as the origin of the red clays in Bulgaria are debatable problems (Fig. 3). The author has accepted the eolian-alluvial-proluvial origin as the most suitable one for the investigated territory. This has been confirmed by the pollens found in a borehole at a depth of 24 to 31 m, that refer to the W₂ interstadial.

The polens have been determined by M. Dyakova (unpublished data, National Geofund, Sofia), who established in them the predomination of AP = 88.4-94.4 % (*Pinus, Picea, Abies*) under the herbaceous (NAP = 5.6-11.4 %) species with *Gramineae*. The investigated materials are the result of secondary redeposition of the existing at that time paleo-river network.

The red clays were formed under conditions of warm and humid climate on various relief forms (denudation levels, structural steps, river terraces) between 3.3-0.87 Ma (Evlogiev et al., 1995). The redeposition proceeded in connection with the changes in the slopes of the topographic surface to the NE as a result of the neotectonic movements (Angelova et al., 2000).

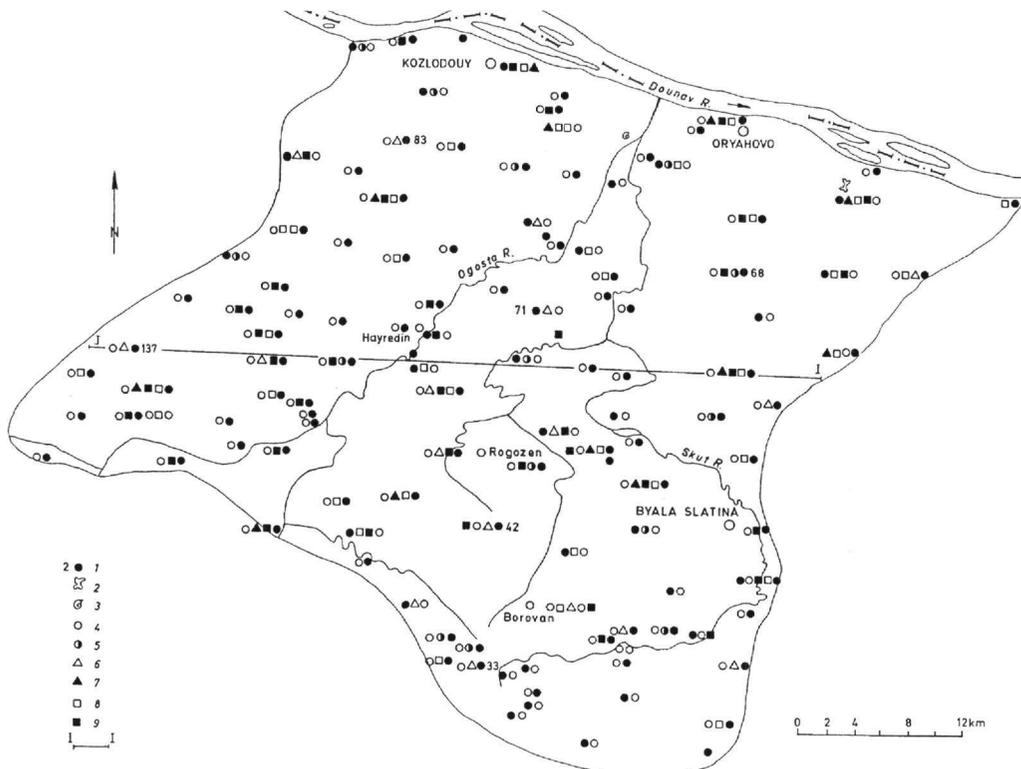


Fig. 2. A map of the actual material: 1 - borehole; 2 - sample with vertebral fauna; 3 - sample with invertebral fauna; 4 - sample with microfauna; 5 - sample for spore-pollen analysis; 6 - sample for physical properties; 7 - sample for mineralogical analysis; 8 - sample for granulometric analysis; 9 - sample for sediment-petrographic analysis; 10 - profile line (I-I).

The Group of the Eolian Sediments and Formations includes the loess horizons with the buried soils in them. They have a considerable thickness and are widely distributed in the studied region. Their thickness varies from 1-2 to 110 m. It changes in the same directions as the red clays, which in single cases is also an indication for secondary redeposition of the existing in these times paleoriver network. It has been established from the performed investigations that there are no complete stratigraphic sections. This shows that the correlations made are relative in their essence. There are 5 loess horizons and several secondary redeposited ones in the investigated area. The ratios between clay, aleurite and sand are different and they determine the loess division into: sandy (10-20:40-50:15-20 %), typical and clayey (50-70:20-30:1-2 %) and loess-like clay (40-60:10-30:5-10 %). The calcium carbonate content is high (20-40 %) and calcareous concretions have been formed in the loess.

The loess density varies from 1.69 to 2.16 g/cm³, the magnetic susceptibility is from 4 to 929 x 10⁻⁶ SI for the clayey loess and from 0 to 186 x 10⁻⁶ SI for the loess-like clays. Teeth and bones of *Castor* sp. were found in the loess-like clays near the Boukovets village. There about 1 to 5 buried soil horizons in the loess (Fig. 4). Almost all researchers of the region have used them for stratigraphic purposes. According to the author it is difficult to use them for stratigraphic purposes at this stage without additional studies, since it cannot be determined what are the soil horizons of regional importance with spatial homogeneity and established age. Moreover, they are wedge-like and interrupted in immediate proximity in one and the same morphological bodies. The buried soils are calcareous-aleuritic to strongly aleuritic clays and only some of them are very rich in humus. Their density is 1.74-2.22 g/cm³ and their magnetic susceptibility - from 25 to 250 x 10⁻⁶ SI. The distribution of the minerals in them is not uniform. The age of the loess complex as a whole is not proved. Bearing fauna and flora specimens are found in it but there are no guide forms. The encountered paleoflora confirms only the Wurmean (W₂ and W₃) and Holocene age.

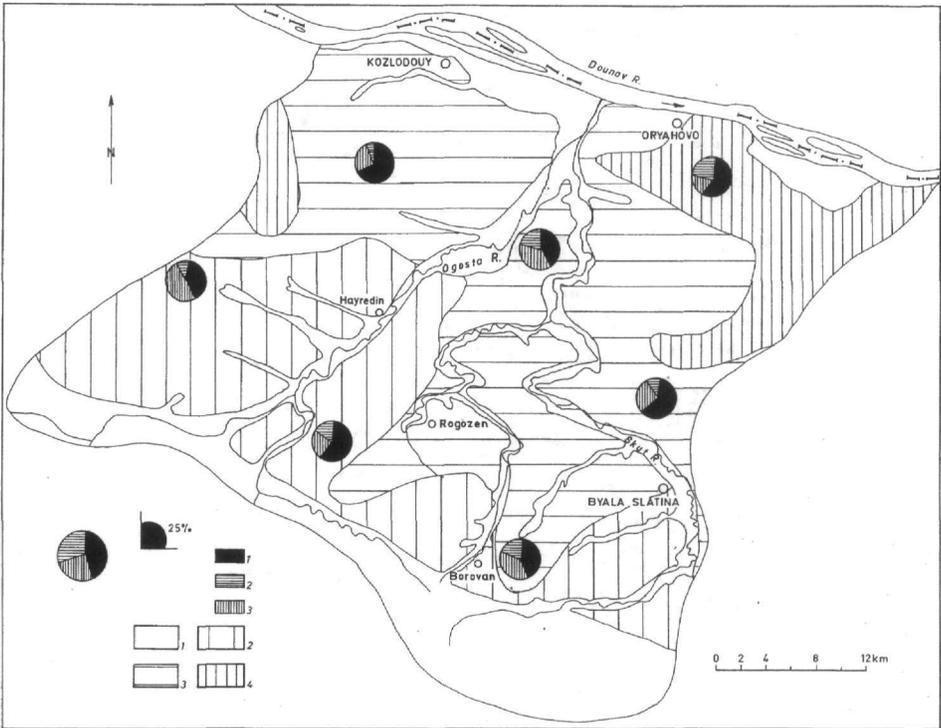


Fig. 3. Map of the distribution and thickness of the red clays: 1 - sections with no red clays; sections with red clay thickness: 2 - 0-5 m, 3 5-10 m, 4 - 10-15 m. The circular diagrams show the clay:aleurite:sand ratio (%).

The Group of the Alluvial Sediments contains the sediments building the accumulative superstructures of the high, middle high and low flood terraces belonging to the Pleistocene and of the flood Holocene river terraces. The high terraces are very often on different levels and are of relict character. The fifth overflow terrace along the Ogosta River for example is observed at the level of 75-85 m, 60-70 m and 50-60 m. The average high river terraces have medium relative heights: 40-50 m (for the fourth one), 30-35 m (for the third one), 18-25 m and 8-12 m above the contemporary riverbeds (for the low overflow terraces). The alluvial sediments are from the riverbed facies and have a thickness from several centimetres to 25-30 m. The gravel has mainly middle- and small-size pieces and is well processed, with different composition and sand filler. The age of the first overflow terrace is proved by the found fauna: *Unio pictorum platyrhynchus* Rossm, *Coretus cerneus* L. and *Planorbis planorbis* L.

The alluvial sediments of the Holocene flood terrace complex comprise the sediments of the riverbed and flood facies building the low and high flood terraces. The alluvium thickness is very variable - from 1 to 40 m. The age is determined according to the found fauna: *Theodoxus transversales* Pfeif, *Lithoglyphus* Pfeif, *Amphimelania holandri* Ferr, *Fagita acicularis* Ferr. (Kojumdgieva, unpublished data, National geofund).

The eluvial, gravitational and proluvial sediments have the greatest distribution compared to the other genetic types (Fig. 1). Their formation had started before the Holocene and was enhanced during the Holocene and the contemporary stage. The different sub-types of the chernozem soils as well as the coarse mechanogenic eluvium filling the karst forms, are the most widely distributed eluvial sediments. According to their origin they were the result of the mechanical, chemical and biogenic weathering. The eluvium thickness varies between 10-20 cm and 10 m. It is very thin. The proluvial sediments have a more restricted distribution and their thickness does not exceed 10 m. The gravitation formations are observed mainly along the right river valley slopes. They are of different origin but their composition depends on the rocks building the slopes. These are coarse unsorted materials. Their thickness is usually small (1-6 m) for the erosion provoked ones and much greater - for the tectonically formed ones. The deluvial deposits in the loess terrains are fine, clayey-sandy ones.

The formation of the contemporary relief in the considered territory is related to the closing and filling with sediments of the Fore-Carpathian basin and the following post-collision extension. Tectonically predetermined

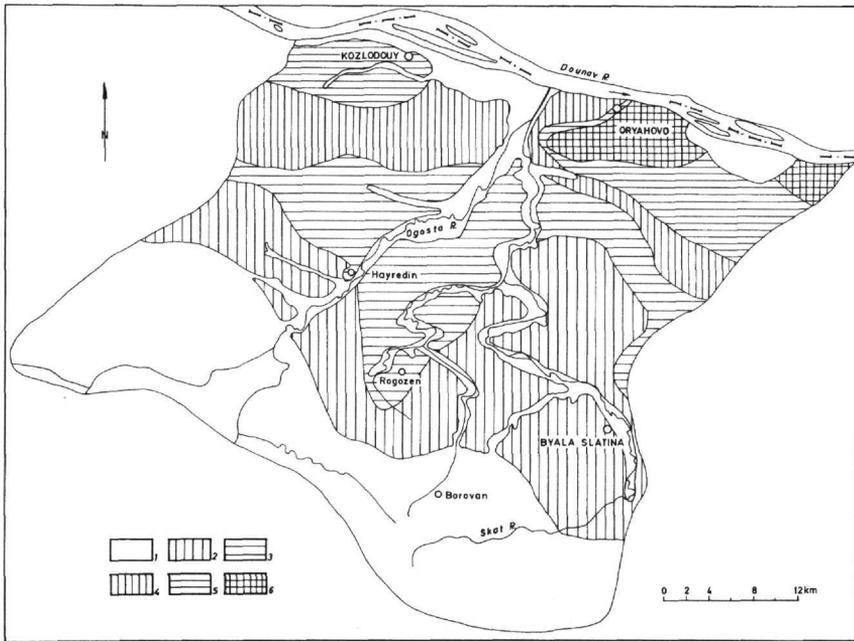


Fig. 4. Map of the distribution and number of the fossil soil horizons in the loess complex: 1 - 0; 2 - 1; 3 - 2; 4 - 3; 5 - 4; 6 - 5.

relief is observed: local fold-block forms, gravitation steps, negative structural-denudation lowerings filled and buried by younger sediments, a number of faults predetermining the main directions of the river-valley network. The most pronounced display of the action of the endogenic and exogenic processes is observed in the morphology of the river valleys and the connected with them terrace complexes as well as of the karst forms. The karst is either covered by the loess complex or is observed at the surface. The underground karst is also well presented. The process of young karst formation is connected with the Late Pliocene - Early Quaternary development of the relief. The stages in its development are closely related with the formation and evolution of the river-ravine network. The karstification is an incomplete process and the development of karst forms continues till now. The loess form complex is most widely distributed. It builds the loess accumulative surface. It is strongly dismembered by gullies, dry valleys and ravines (Fig. 5).

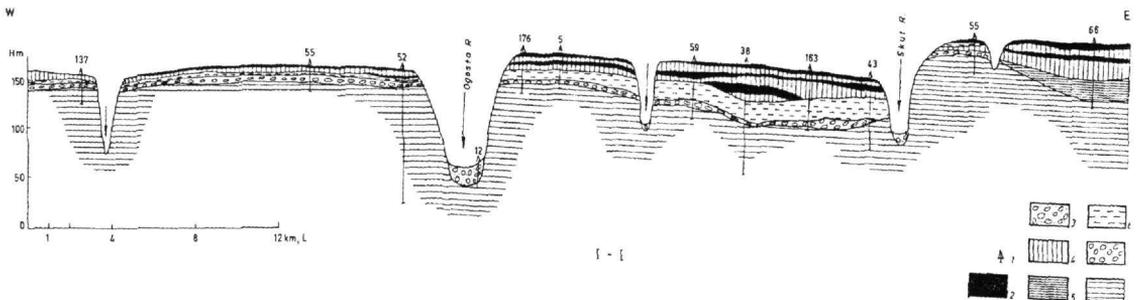


Fig. 5. A generalised geological section of the Quaternary sediments in the watershed of the Ogosta and Skut Rivers in the Danubian Plain along the profile I-I (Fig. 2): 1 - borehole; 2 - soil horizons; 3 - contemporary alluvium; 4 - loess horizons; 5 - clayey loess; 6 - red clays; 7 - gravel cover; 8 - pre-Quaternary rock complexes.

The surface relief in the investigated region is strongly anthropogenic as a result of the economic activity - riverbed corrections, microdams, terraced slopes, quarries, dikes, etc.

3. QUATERNARY TECTONICS

The investigated territory comprises parts of the Moezian Microplate (Lom structure) and the Deformed Continental Edge (Angelova et al., 2000). Steps of the block type formed as a result of the listric extensional tectonics are included in the deformed continental edge. The Quaternary tectonic units did not inherit the depression Neogene units. They were controlled by the specific geodynamic processes in the investigated region. The differences between the local tectonic units were realised during the Late Pliocene - Early Quaternary stage, mainly during the Middle Pleistocene and at the Pleistocene-Holocene boundary. The Quaternary vertical tectonic deformations have a total value between 80-100 m and 120-180 m. The vertical tectonic deformations were reflected in the vertical deformations and outlevellings of the terrace levels. For example, the fifth overflow Ogosta River terrace in the various sections is observed at levels 75-85 m, 60-70 m and 50-60 m. The vertical tectonic movements between it and the fourth overflow terrace are between 10 and 45 m for the various local morphostructural units. The fourth overflow terrace is on the average at a level of 40-45 m, but in the section near the Hairedin village is at a height of 30-35 m and reflects the local tectonic subsidence. The tectonic movements realised at the boundary between the fourth and third overflow terraces is of the order of 10-15 m, between the third and second, and the second and first overflow terraces - about 10-12 m. The tectonic movements realised at the Pleistocene-Holocene boundary were very differentiated - between +7 m and -30 m. Tectonic anomalies are observed in some sections too - for example, between the villages of Lehchevo and Kriva Bara, where the alluvial deposits of the second overflow terrace are in tectonic contact with the alluvial deposits of the flood terrace. The horizontal tectonic deformations have a strike-slip fault character. Generally, these are small-amplitude movements along fault structures. They played the control role in the change of the direction of river water movement to the NE towards the erosion basis. For example, the Ogosta River flows along a fault directed to the WE between the Vladimirovo and Gromshin villages, while it abruptly changes its flow direction to the NE to the north of the Gromshin village. The morpho-delineating fault structures are seismo-generating. Earthquakes with $M=2-4$ took place along them in the period 1980-1987. The contemporary vertical movements for the period from 1930 till 1985 are 1.2-2.0 mm/a (Karagjuleva, Shanov, 1990, Vaptsarov et al., 1993, Spiridonov, 1994, Angelova et al., 2000). The tectonic movements at the Holocene-Pleistocene boundary were characterised by great deformations and as a result the Kozloduy local block structure was formed. The total value of the Holocene tectonic movements within its range were from -20 to -30 m. The contemporary vertical movements here were from -1.2 to -2.5 mm/a, calculated for the period from 1930 till 1985 (Spiridonov, 1994, Angelova et al., 2000).

4. CONCLUSIONS

The investigated terrain is representative for the geodynamic development of the Moezian Platform (the Lom depression) during the Quaternary and the contemporary stage. Moreover, similar investigations are very necessary especially in connection with the monitoring carried out for the "Kozloduy" Nuclear Power Plant, situated in this area, as well as for other strategic economic enterprises in Bulgaria.

REFERENCES

- ANGELOVA, D. et al. 2000. Geomorphological Maps of Bulgaria in Scale 1:100000 and Explanatory Note to It, Map Sheets Kozloduy and Byala Slatina. Sofia, Ministry of Environment and Water (in press).
- BAKALOV, P., NIKOLOV, I., 1962. *Tertiary Mammals. The Fossils of Bulgaria*, 10. Sofia, 162 pp. (Publ. House of the Bulg. Acad. of Sci.) (in Bulgarian).
- EVLOGIEV, J., SHOPOV, V., POPOV, N., 1995. Comparative geomorphological and biostratigraphic investigations of Quaternary continental deposits in Central North Bulgaria. *J. Bulg. Geol. Soc.*, 56, 3, 47-55 (in Bulgarian).
- FILIPOV, L. et al. 1989. Geological Maps of Bulgaria in Scale 1:100000 and explanatory notes to them, map sheets Kozloduy and Byala Slatina. Sofia, Committee on Geology and Mineral Resources.
- KARAGJULEVA, J., SHANOV, S. 1990. Seismic-Tectonic Assessment. In: *NPP "Belene". Investigation of Standpoints of the Bulg Acad. of Sci.*, Sofia, Publ. House of the Bulg. Acad. of Sci., 270-283 (in Bulgarian).
- SPIRIDONOV, H. 1994. Investigation on the neotectonics and geodynamics of the Moezian Platform. *Problems of Geography*, 4, 76-87 (in Bulgarian).
- VAPTSAROV, I., FILIPOV, L., SOKOLOVA, P., SIMEONOV, J. 1993. Quaternary geomorphology and neotectonics of Central North Bulgaria. *Problems of Geography*, 3, 18-32 (in Bulgarian).

PALAEOMAGNETISM AND MAGNETIC FABRICS OF THE ALMOPIAS, THESSALY AND MILOS VOLCANICS. IMPLICATIONS FOR THE REGIONAL DEFORMATION*

A. ATZEMOGLOU¹, D. KONDOPOULOU² AND I. ZANANIRI²

ABSTRACT

New palaeomagnetic and rock magnetic data obtained from the plio-quaternary volcanics in Almopias (NW Greece) are presented, together with existing ones from two other localities (Thessaly and Milos) in the Aegean extensional area. In most cases a stable component, slightly deviated from the expected direction, has been identified. Rock magnetic analysis reveals the presence of either magnetite (Thessaly), hematite (Milos) or both (Almopias). The anisotropy of magnetic susceptibility reaches significant levels for only part of the samples whereas the anisotropy ellipsoid could be defined in only one case (Almopias).

The existing structural data for the three areas, together with fault plane solutions provide a representative deformation pattern. Comparison of -small- rotation angles and possible rotation of the stress field has been possible in the case of Almopias.

KEY WORDS: palaeomagnetism, volcanics, magnetic fabric, rotation, Almopias, Thessaly, Milos, Aegean tectonics.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Νέα παλαιομαγνητικά αποτελέσματα από τα πλειοτεταρτογενή ηφαιστειακά πετρώματα της Αλμωπίας παρουσιάζονται, μαζί με ήδη υπάρχοντα από δυο άλλες περιοχές της εφελκυστικής περιοχής του Αιγαίου. Στις περισσότερες περιπτώσεις προσδιορίστηκε μια σταθερή συνιστώσα η οποία αποκλίνει ελαφρά από την αναμενόμενη διεύθυνση. Η ανάλυση των μαγνητικών ιδιοτήτων αποκαλύπτει την παρουσία μαγνητίτη (Θεσσαλία), αιματίτη (Μήλος) ή αμφοτέρων (Αλμωπία). Η ανισοτροπία της μαγνητικής επιδεκτικότητας πλησιάζει σε σημαντικές τιμές για τμήμα των δειγμάτων, ενώ το ελλειψοειδές της ανισοτροπίας ορίστηκε με ακρίβεια μόνο σε μια περίπτωση (Αλμωπία).

Τα υπάρχοντα τεκτονικά δεδομένα για τις τρεις περιοχές, σε συνδυασμό με τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών παρέχουν ένα αντιπροσωπευτικό μοντέλο παραμόρφωσης. Σύγκριση των -μικρών- γωνιών περιστροφής των σχηματισμών και πιθανής περιστροφής του πεδίου τάσεων πραγματοποιήθηκε στην περίπτωση της Αλμωπίας.

1. INTRODUCTION

Plio-quaternary volcanics outcrop at several places in the broader Aegean province. They are related either to the South Aegean active volcanic arc or to the back-arc extensional area. In all cases, radiometric data and detailed mineralogical studies are available.

The present study focuses at three areas one of which belongs to the Aegean volcanic arc (Milos) whereas the other two are situated further to the North (Thessaly, Almopias). The aim of the study was the careful investigation of the palaeomagnetic and rock magnetic properties of these recent volcanics in order to define stable, reliable directions and eventual rotations. At a second step, an examination of the existing numerous neotectonic and seismological data would allow comparison between these rotations and stress field.

2. GEOLOGY AND SAMPLING

The studied formations are spread over a wide area of Greece, in three different geotectonic units: The

* ΠΑΛΑΙΟΜΑΓΝΗΤΙΣΜΟΣ ΚΑΙ ΜΑΓΝΗΤΙΚΕΣ ΥΦΕΣ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΛΜΩΠΙΑ, ΤΗ ΘΕΣΣΑΛΙΑ ΚΑΙ ΤΗ ΜΗΛΟ. ΣΥΝΕΠΕΙΕΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΤΟΠΙΚΗ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ.

1. IGME, Frangon 1, 54626 THESSALONIKI

2. Aristotle University of Thessaloniki, P.O. Box 352-1, 54006 THESSALONIKI

e-mail: despi@geo.auth.gr

Vardar zone (Almopias area), the Pelagonian zone (Thessaly) and the Attico-cycladic zone (Milos) (Fig. 1).

Almopias is situated about 130 Km north-west of Thessaloniki, near to Greek-FYROM frontiers and belongs to the Vardar zone. The volcanism was active in the mountainous area during the whole Pliocene. Volcanic centres are lava domes, dome complexes, lava flows and some dykes. In the surrounding area outcrops are volcanoclastics confirming that explosive activity was intense. Volcanic centre alignment and dykes are oriented in N-S to NE-SW directions. The magmatic products belong to calc-alkaline series with the most alkaline being the youngest volcanic products. Ages vary between 1.8 to 4.5 Ma (Kolios et al, 1980). Sites AL (Alexandros), KOU (Koukourou), PA (Papadhia) and SF (Sfines) belong to the SW part of the complex (Upper Pliocene). Sites KFA, BA (Baltatsouko) are in the northern part (Lower Pliocene, Vougioukalakis, 1994)

Table 1: General information and paleomagnetic results from the studied sites.

Site	N	Age (Ma)	D	I	k	a95	Location	Reference
I	7	2.0	182.2	-56.4	49.6	10.9	Milos	1
III	8	2.3	167.7	-54.7	31.4	12	Milos	1
IV	6	2.3	156.7	-62.8	198	6.5	Milos	1
V	6	1.8	357.6	53	20	17.7	Milos	1
VI	5	0.95	176.1	-32	73.5	10.7	Milos	1
VII	5	0.95	163.9	-42.9	58.6	12.1	Milos	1
VIII	5	1.8	158.7	-42	78	14	Milos	1
MTHB1	7	1.4	196	-55	125	4.7	Thessaly	2
MTHB2	6	1.4	152	-66	14	16.2	Thessaly	2
MTHB3	5	1.4	181	-38	17	15	Thessaly	2
AGH	7	1.4	190	-62	374	2.7	Thessaly	2
AL	7	1.8-1.9	193.2	-59.6	27	11	Almopias	3
KOU	12	4.3-4.4	6.4	62	26	8.3	Almopias	3
KFA	4	4.6	11.7	51	111	6.6	Almopias	3
SF	8	1.8-1.9	353.1	58.8	50	6.6	Almopias	3
PA	6	2.5	5.5	49	26	11.1	Almopias	3
BA	9	4.6	348.5	54	63	5.9	Almopias	3
ALM-ALL	6	1.8-4.6	3.1	56.1	112	5.4	Almopias	3

1. *Kondopoulou and Pavlides (1990)*
2. *Kondopoulou and Caputo, (1997)*
3. *Present study*

The broader area of Thessaly-Pilion-Pagasitikos Gulf has been affected, during Early Pliocene to present, by two main normal fault systems (Galanakis et al, 1998). At **Thessaly**, the NAFS (Nea Anchialos Fault System) is the major tectonic structure, which lies along the prolongation of the North Aegean Trough (NAT) along which oblique-slip and strike-slip motions are recorded from the focal mechanisms. Both structural and seismological data indicate that the NAFS has a pure dip-slip normal structure (Caputo, 1996). According to available data, NAFS had been active throughout quaternary and is still active up to present. The volcanics (basaltic lava flows), sampled for this study, were dated at 1.4 ± 0.1 Ma (Innocenti et al, 1979).

Milos Island is situated in the central-western part of the Hellenic volcanic arc, which extends from East (Nisyros, Kos) through Santorini and Milos, to west (Methana, Aegina, Krommyonia). According to Fytikas et al (1986), the calcalkaline volcanism began during the early Pliocene (5 Ma), while the submarine volcanic activity of Milos began during the middle Pliocene (3.5-2 Ma). The oldest volcanic products consist of tuffs, pumice, ignimbrites, andesitic and rhyolitic lava domes and flows, pyroclastics and lahars. The most recent eruptional products are mainly rhyolites. The main faults are E-W in strike and secondly NW-SE. The oldest formations are metamorphic rocks of the crystalline basement.

Drilled cores and oriented samples have been collected from the three areas on the basis of access facility and freshness of materials. A total of 150 cores have been measured and 113 have been demagnetised (stepwise thermally and by AF techniques). Measurements have been done in the laboratories of Thessaloniki, Strasbourg, Utrecht and Paris.

3. RESULTS

Almopias: 6 sites have been sampled in the Almopias volcanic formations. A total of 80 cylindrical specimens have been measured with a Molspin magnetometer among which 46 have been demagnetized by stepwise heating as well as AF demagnetization. Thermal process was done in ENS (Paris) and in the laboratory of the university of Strasbourg (EOST) and AF in Thessaloniki. In almost all cases, the demagnetization with an AF shielded demagnetizer was not successful because an important amount of NRM remained after the highest capacity was reached by the instrument (about 95 mT). Demagnetization procedure by stepwise heating up to temperature ranges of 500° to 630°C was more satisfactory because a stable component could be defined and destroyed.

Thessaly: The NRM values are sufficiently high ranging from 15 to 800 mA/m. The AF demagnetization procedure was efficient in about 50% of the cases. During thermal demagnetization (heating up to temperature ranges of 450-685°C), a stable component, directed to the origin, could be defined. Thermomagnetic curves were obtained displaying Curie temperatures below 600°C. This, combined to the maximum unblocking temperatures observed during thermal demagnetization (about 600°C), leads to the conclusion that the main magnetic carrier is magnetite. The factor of anisotropy of magnetic susceptibility varies from 0.6% - 5.4%. (Kondopoulou & Caputo, 1997).

Milos: All samples are strongly magnetized with NRM intensities ranging between 50 and 4500 mA/m. AF demagnetization on pilot samples was inefficient as half of the initial magnetization remain after applying a field of 95 mT. Well-defined directions were obtained when the samples were stepwise heated between 25° and 550°C. Details on these results can be found in Kondopoulou and Pavlides (1990).

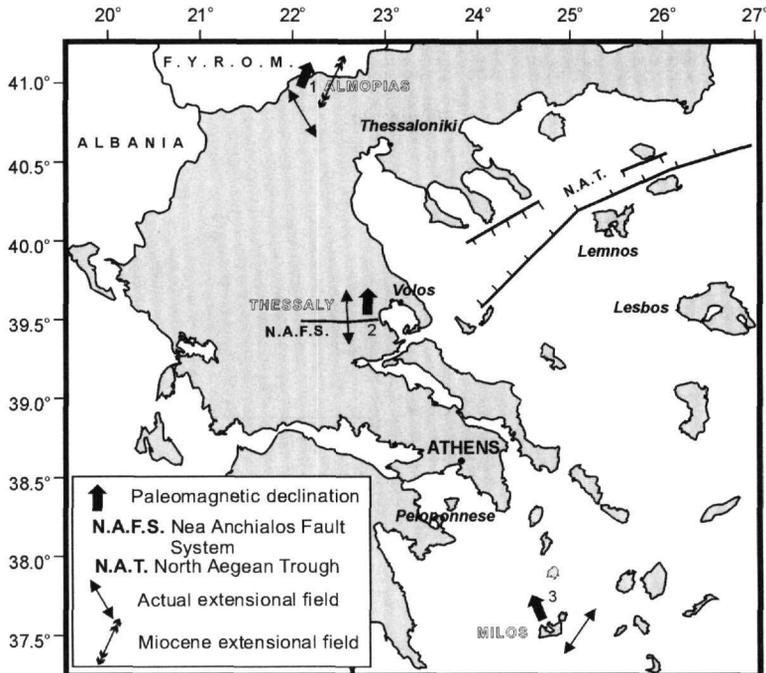


Figure 1. Location of studied areas, palaeomagnetic directions and stress fields.

Site SF. In most cases, a small viscous component and a stable one directed to the origin have been defined. The maximum unblocking temperature (630°C) observed during thermal demagnetization leads to the conclusion that the rocks of this site contain mainly hematite.

Site BA. We generally observe a stable component directed to the origin and rarely a small viscous one. The samples are demagnetized at temperatures up to 585°C and alternating fields up to 60 mT, therefore magnetite is the main magnetic carrier.

Site PA. Some samples are quickly demagnetized in fields up to 30 mT while others are not fully demagnetized in higher fields (80 mT). In all cases, a viscous and a primary component are well defined. The dominant

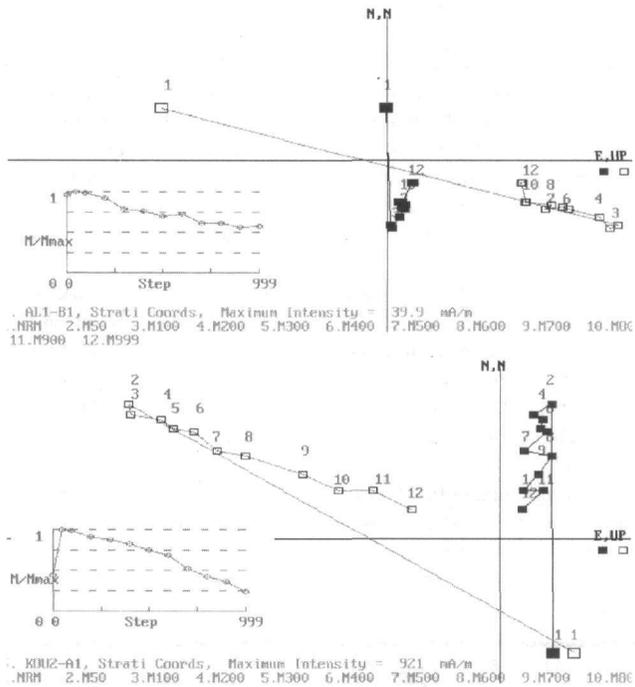


Figure 2a.

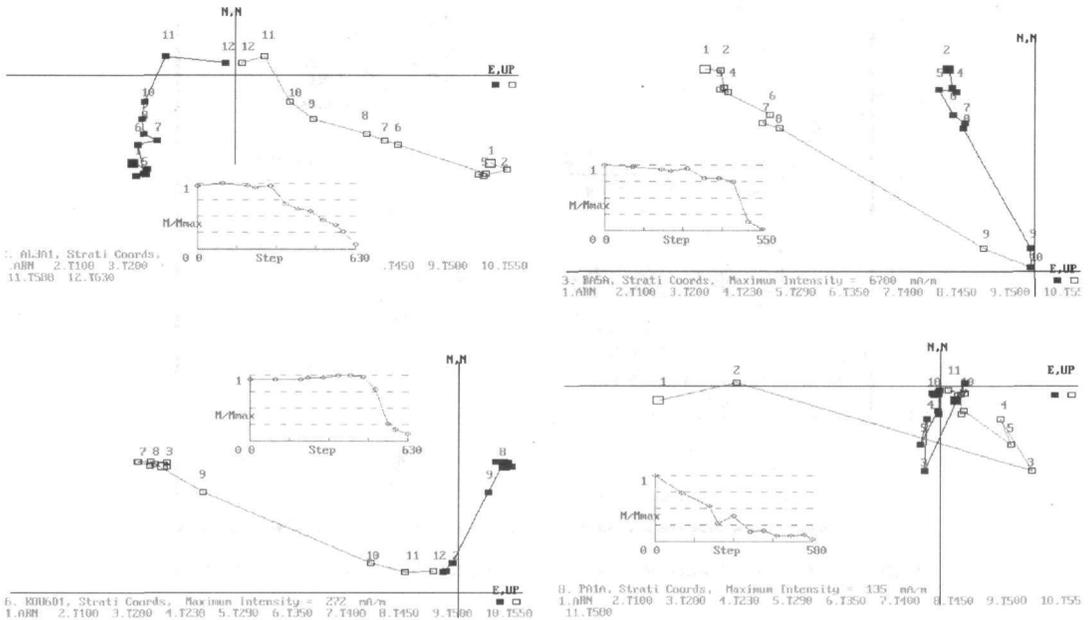


Figure 2b.

Figure 2(a,b): Typical analysis of palaeomagnetic directions and decay curves for representative samples.

magnetic mineral is magnetite.

Site AL. Using both AF and thermal techniques, two components are isolated, a strong viscous with stable direction and a primary one. Magnetite is the main magnetic carrier.

Site KOU. Same as site AL. Two components have been registered: a viscous and a primary one directed to

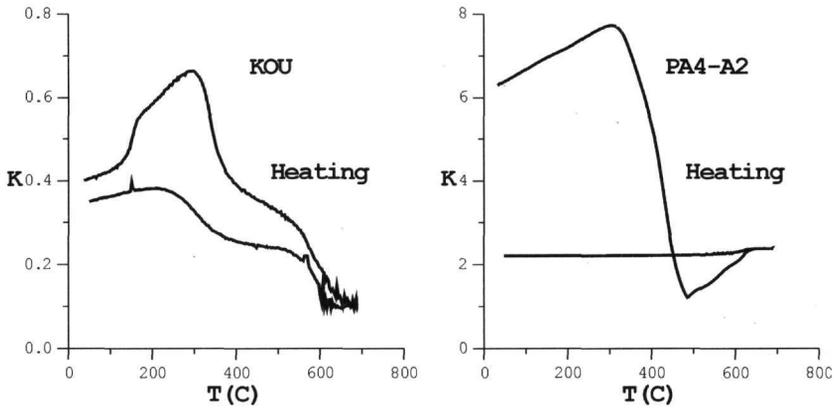


Figure 3: Representative thermomagnetic curves of Almpias volcanic samples, showing the magnetic susceptibility, K , changes with temperature.

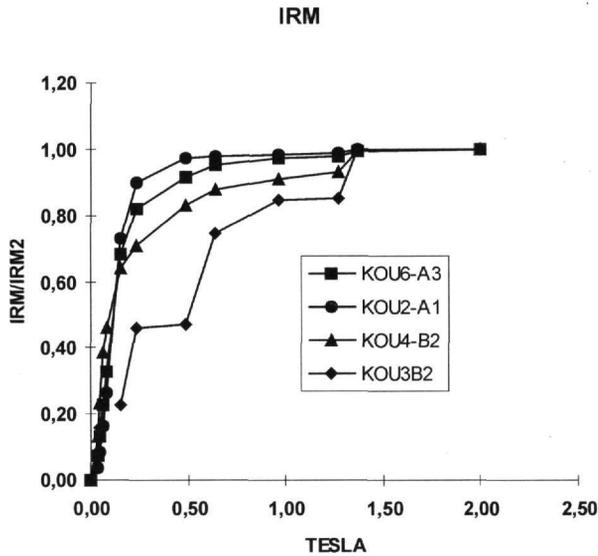


Figure 4: Isothermal remanent magnetization curves for site KOU.

the origin. In four cases magnetite and in most other cases hematite are the carriers of magnetization.

4. ANISOTROPY OF MAGNETIC SUSCEPTIBILITY.

By applying the method of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) on rock samples several parameters -scalar and directional- arise (Zananiri, 2001 and references therein). The AMS measurements were performed using the KLY-2 Kappabridge (Geofysica, Brno) equipment at the University Paul-Sabatier, of Toulouse (France). The most important ones are examined.

The bulk magnetic susceptibility magnitude, $K_m = 1/3 (K_1 + K_2 + K_3)$, varies from 196.49×10^{-6} SI to 26795.95×10^{-6} SI, with a mean value of 14161.00×10^{-6} SI. This, generally, high susceptibility can be attributed to the presence of magnetite, which is confirmed by thermomagnetic analysis (figures 3a & 3b) and microscopic examination of thin sections.

The anisotropy degree, $P = K_1/K_3$, ranges, in the studied samples, from 1.001 to 1.065 - average of 1.028, that is 2.8%. Those values are quite low, however they are expected for the case of volcanic rocks.

The variation plot of Jelinek (1981) of AMS anisotropy degree versus bulk magnetic susceptibility (Fig.5a) shows that the anisotropy degree remains quite constant and there is no obvious correlation with the magnetic susceptibility magnitude.

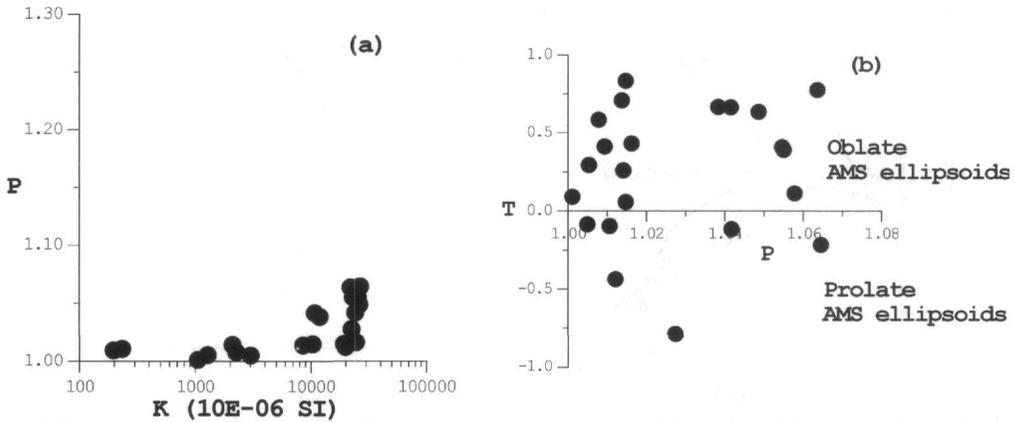


Figure 5: (a) Anisotropy degree (P) versus magnetic susceptibility (K) plot; (b) Variation plot of Jelinek (1981) AMS anisotropy parameter (T) and anisotropy degree (P).

Finally (fig.5b), the shape parameter $T = \frac{2(\ln K_2 - \ln K_3)}{\ln K_1 - \ln K_3} - 1$, exhibits great variation, but changes irre-

spective of the anisotropy degree. The majority of the samples lie in the $T > 0$ domain, implying an oblate shape of the AMS ellipsoid.

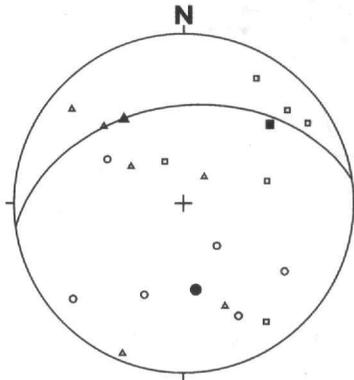


Figure 6: Lower-hemisphere stereoplot of AMS fabrics (squares = K_1 axes, triangles = K_2 axes, circles = K_3 axes).

Considering the orientation of the principal axes of the magnetic susceptibility ellipsoid, in most of the sites they are quite well-clustered. Their mean values for the Almopias region are $K_1=47/31$, $K_2=325/38$, $K_3=172/48$ (Fig.6).

5. DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The majority of the studied samples have displayed a coherent behavior during palaeomagnetic processes. Stable components have been isolated and their primary character confirmed by the existence of both normal and reverse polarities. These directions are directed either N-S (Thessaly) or are slightly deviated (Milos, Almopias). Inclinations significantly lower than the expected have been observed only in few sites of Milos that are situated in the main depression (graben) of the island. In all other cases, I values are averaged around the expected ones. The slight counterclockwise rotation of Milos ($\sim 11^\circ$) is in good agreement with palaeomagnetic results obtained in Naxos, Rhodes, Kassos and Crete (Duermeijer et al., 2000) and suggests a possible connection of the island with the central-eastern Aegean "bloc" which is probably coupled to the westward moving Anatolia. Nevertheless, this small rotation is not supported by the rotation of the stress field which is directed NE-SW as inferred by earthquake focal mechanisms (Louvari, 2000) and appears as constant at least since Pliocene (Kondopoulou and Pavlides, 1990 and references therein).

The absence of rotation in the Thessaly volcanics (Kissel et al, 1986; Kondopoulou and Caputo, 1997) confirms that no strike-slip motion could be in the origin of the deformation which is taken up by dip-slip normal faulting. Therefore the movement of the older E-W dextral fault, formed in Miocene times (Mountrakis et al, 1993) seems to be totally replaced by the two normal re-activations suggested by the previous authors.

The new results from Almopias do not indicate a rotation for these volcanics ($D=3^\circ$). Nevertheless previously obtained data from different parts of the complex had shown an about 15 to 17° clockwise rotation (Bobier, 1968; Kondopoulou and Lauer, 1984). When combined, the three sets of data yield a mean value of $D=10.7^\circ$ and $I=58.8^\circ$, indicating a small clockwise rotation which is supported by the counterclockwise rotation of the stress field between Miocene and Quaternary (Pavlidis, 1998, fig.1).

The existence of important geothermal fields in two of the studied areas (Milos and Almopias) could be partly connected to the absence of important rotations. A similar case has been observed in Italy (Baldi et al, 1995), where in an extensional geothermal province (Tuscan, Latium) the inferred continuity between the crustal and lithospheric parts, as this is suggested by the weak rotations, allows the persistence of the thermal processes.

ACKNOWLEDGEMENTS

We wish to thank V. Spatharas for his help in obtaining the magnetic mineralogy data. Part of the Almopias measurements has been performed in the Paleomagnetism Laboratory of the E.N.S. (Paris) through a bilateral cooperation project (Platon).

REFERENCES

- BALDI, P., BUONASORTE, G., MATTEI, M., FUNICIELLO, R. & KISSEL, C., 1995. Paleomagnetic evidence of non rotational tectonism in the Tuscan-Latium geothermal province (Italy). Proceedings of the World Geothermal Congress, Florence, Italy, 939-943. Intern. Geoth. Ass., Stanford, USA.
- BOBIER, C., 1968. Etude paleomagnetique de quelques formations du complexe volcanique d' Almopias C.R.A.S. (267), 1091-1094.
- CAPUTO, R., 1996. The active Nea Anchialos Fault System (Central Greece) : comparison of geological, morphotectonic, archaeological and seismological data. Ann. Geofis., 39, 557-574.
- DUERMEIJER, C.E., NYST, M., MEIJER, P.T.H., LANGEREIS, C.G., SPAKMAN, W., 2000. Neogene evolution of the Aegean arc : paleomagnetic and geodetic evidence for a rapid and young rotation phase. Earth and Planet. Sci. Lett., 176, 509-525.
- FYTIKAS, M., INNOCENTI, F., KOLIOS, N., MANETTI, P., MAZZUOLI, R., POLI, G., RITA, F., VILLARI, L., 1986. Volcanology and Petrology of volcanic products from the Island of Milos and neighbouring islets. J. Volcan. Geoth. Res. 28, 297-317.
- GALANAKIS, D., PAVLIDES, S., MOUNDRAKIS, D. 1998. Recent brittle tectonic in Almyros-Pagasitikos, Maliakos, N. Euboea & Pilio. Bulletin of the Geological Society of Greece, vol.XXXII/1, 263-273.
- INNOCENTI, F., MANETTI, P., PECCERILLO, A., POLI, G., 1979. Inner arc volcanism in NW Aegean arc: geochemical and geochronological data. N. Jb. Miner. Mh., 4, 145-158.
- JELINEK, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. Tectonophysics 79, T63-T67.
- KISSEL, C., LAJ, C., MAZAUD, A., 1986. Paleomagnetic results from Neogene formations in Evia, Skyros and the Volos region and the deformation of Central Aegea. Geophys. Res. Lett., 13: 1446-1449.
- KOLIOS, N., INNOCENTI, F., MANETTI, P., PECCERILLO, A., GUILIANI, O., 1980. The Pliocene volcanism of the Voras Mts (Central Macedonia, Greece). Bull. Volcanol., Vol.43-3, 553-568.
- KONDOPOULOU, D., LAUER, J.P., 1984. Paleomagnetic data from tertiary units of the North Aegean zone. In J.E.Dixon and A.H.F. Robertson (Editors). The geological evolution of the Eastern Mediterranean. Spec. Publ. Geol. Soc., London, 17, 681-686.
- KONDOPOULOU, D., PAVLIDES, S., 1990. Paleomagnetic and neotectonic evidence for different deformation patterns in the South Aegean volcanic arc: the case of Milos island. Proceedings of IESCA, Izmir, 210-223.
- KONDOPOULOU, D., CAPUTO, R., 1997. Palaeomagnetic evidence for non-rotational deformation along the Nea Anchialos Fault System, Central Greece. Annali di Geofisica, Vol.XL, N.4.
- LOUVARI, E., 2000. A detailed seismotectonic study of the Aegean and surrounding regions, based on focal mechanisms of small earthquakes. PhD Thesis, Univ. of Thessaloniki, 373 p.
- MOUNDRAKIS, D., KILIAS, A., PAVLIDES, S., ZOUROS, N., SPYROPOULOS, N., TRANOS, M. AND SOULAKELLIS, N., 1993. Field study of the southern Thessaly highly active fault zone. 2nd Congress Hellenic Geophysical Union, Florina, 5-7 May 1993, Macedonia, Greece, 603-615.

- PAVLIDES, S., 1998. Dating the neotectonisms in South Almopias (Central Macedonia, N.Greece). Bulletin of the Geological Society of Greece, vol.XXXII/1, 189-197.
- VOUGIOUKALAKIS, G. 1994. The Pliocene volcanics of mountain Voras, Central Macedonia, Greece. Bulletin of the Geological Society of Greece, vol. XXX/1, 223-240 (In Greek, abstract in English).
- ZANANIRI, I., 2001. The method of anisotropy of magnetic susceptibility: theory and applications. A case study from the Rhodope Massif. 9th Congress of the Hellenic Geological Society (accepted for publication).

THE SO CALLED "TRIASSIC BRECCIAS" OF THE IONIAN ZONE IN GREECE AND ALBANIA: THEIR STRATIGRAPHIC POSITION AND THE ENSUING TECTONIC IMPLICATIONS

G. GUZZETTA¹ AND I. REPOLA²

ABSTRACT

Field observations are reported which show that: 1) at least part of the so called "Triassic breccias" of the Ionian isopic zone actually represent a local variant of the basal breccias of a Middle-Upper Miocene marine terrigenous sequence; 2) other portions of the same Miocenic basal breccias have been often mistaken in the past for some other looking-like terrane of different age (from Jurassic to Quaternary!). Since some currently accepted inferences on the time-sequence of both sedimentary and tectonic events ensuing from the above misunderstandings become questionable, new field investigation should be extended to the entire Ionian zone with due regard to the above terranes.

KEY WORDS: Ionian zone, Triassic breccias, stratigraphy, tectonics, evaporites, hydrocarbons, Greece, Albania.

1. INTRODUCTION

Distinct Mesozoic belts of strata exhibiting similar facies along their length have been recognized in the southern branch of the Dinarides known as the Hellenides (Kober, 1929). The fact that each of these *isopic* (the opposite of *heteropic*) zones underwent different styles of deformation, led Aubouin to use the area as the type-example for his version of geosynclinal model late in the fifties (1959, 1963, 1965). Afterward the Hellenic orogenic belt has been considered as resulting from development, foundering, and eventually shortening of a passive continental margin associated with early Mesozoic opening and late Mesozoic-early Cenozoic closure of the Neotethyan Ocean (Underhill, 1985). Several well-definite thrust sheets developed as a consequence of ocean closure. Thrusting and emplacement initially developed on the site of Neotethys and migrated progressively toward the foreland (Smith and Moores, 1974; Dewey and others, 1973).

The external Hellenides lying to the west of the Pindos thrust are subdivided into three isopic zones. From East to West they are: (1) the Gavrovo-Tripolitza, (2) the Ionian and (3) the Pre-Apulian zones (Aubouin, 1959, 1965; Aubouin and Dercourt, 1962; Aubouin and others, 1976; Temple, 1968; Jenkins, 1972; Smith and Moores, 1974). The Gavrovo-Tripolitza and Ionian zones have been considered to represent the external large thrust sheets emplaced onto the stable Pre-Apulian autochthon as part of the latest Hellenide events. Terranes of the Ionian zone - generally considered to represent the most external deformed belt - outcrop from southwestern Albania to western Peloponnesus.

The Ionian zone is a fold and thrust belt consisting of Mesozoic mostly carbonate rocks and a Cenozoic flysch. Its deformation probably initiated during Eocene-Early Oligocene and reached a maximum rate in late Oligocene-Miocene (Sejdini et al., 1994; Roure et al., 1995). Middle-Upper Miocenic clastic rocks unconformably overlay the older deformed and eroded terms. Some authors hold that tectonic displacements fade out going westward from the Gavrovo-Tripolitza zone to the Pre-Apulian; others believe that the Triassic evaporites encountered in some wells under the older terranes of the stratigraphic column of figure 1 (B.P., 1971) represent an important imbricated décollement surface even in the Ionian zone (Gill, 1964; Guzzetta, 1982; B.P., 1971; Underhill, 1985).

The existence of real exposures of the same Triassic terranes encountered underground is somewhat controversial. Actually, the breccias exposed in some broad strips along the Ionian zone, include masses of gypsum and black or dark-gray limestones, the latter ones containing *Cardita Gómbeli* PICHLER (Renz, 1955), and clasts with Triassic microfossils (Dragastan et al., 1985; Pomoni-Papaioannou and Tsaila-Monopolis, 1983). They are currently described as un-bedded bodies made up of angular fragments of vuggy limestones and dolomites and/

1. Università di Napoli "Federico II", Dipartimento di Geofisica e Vulcanologia - Largo San Marcellino, 10 - 80132 NAPOLI - ITALIA
2. Viale Mellusi, 91 - 82100 BENEVENTO - ITALIA

or of a greyish or brown silt associated with blocks or fragments of black, foetid, fine-grained dolomite, resting on various beds from Cretaceous to Miocene. In the opinion of the British Petroleum geologists, the drilling of a borehole near Aitolikon (western Greece) offered some evidence that these breccias were derived from the fragmentation of part of the Triassic evaporite series (B.P., 1971).

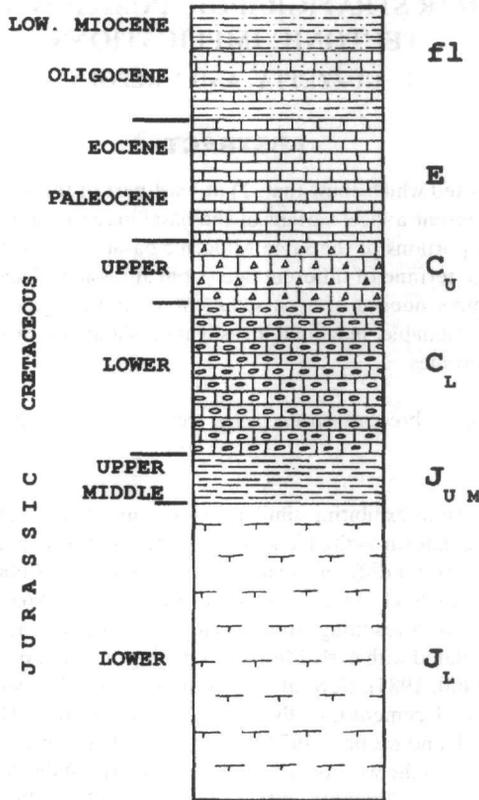


FIGURE 1 – Simplified stratigraphic column of the Ionian zone (excluding Triassic terranes). J_L : Pantokrator neritic massive limestones and dolostones; J_{UM} : Posidonia cherts and Ammonitico Rosso (Heteropies and minor unconformities); C_L : Vigla pelagic limestones with cherts; C_U : Senonian lutites with coarse carbonate clasts; E: Eocene pelagic lutites; fl: flysch.

These breccias have been interpreted as remnants of the cap-rock of leached salt diapirs (Bornovas, 1960), or resulting from fragmentation of intercalated rocks both during (I.G.R.S.-I.F.P., 1966) or after (Pomoni-Papaioannou, 1980; Karakitsios, 1992; Karakitsios and Pomoni-Papaioanou, 1998) the injection of the salt masses, or as tectonic breccias (Guzzetta, 1982), or originating from diapirism assisted by thrusting. Formerly considered as Tertiary sediments, they have now currently known as “Triassic breccias”, mapped as a single *formation* of Triassic age (I.G.R.S., 1969; I.G.R.S.-I.F.P., 1966) and represented in the stratigraphic sections as lying underneath the oldest outcropping terranes. Some authors (Underhill, 1988) maintain that, although the evaporites are not commonly exposed, perhaps because they are covered by the brecciated carbonated cap rock (see also Velaj et al., 1999), somewhere occasional isolated outcrops occur whose fabric has been supposed to show that diapirism here had a complex history.

The present paper deals with new field data concerning the origin and stratigraphic position of the above-mentioned “Triassic breccias” and the sequence of tectonic events in the folded belt of Western Greece and South-western Albania. The new findings result from a very detailed geological mapping of most of the 1:50.000 sheets Igoumenitsa, Paramithià and Parga (Greece) and field observations in a number of sites in South-western Albania and Western Greece. They make questionable some current interpretations of the available indirect information on subsurface structures of a region that seems still to be an attractive proposition for oil exploration.

tion.

2. STRATIGRAPHIC POSITION OF THE "TRIASSIC BRECCIAS"

Our exhaustive field work, done mostly within the Parga region in Epirus, roughly substantiates what has been already recognized about the outcropping conformable sequence of marine terranes deposited from the Upper Trias to the Lower Miocene. In the studied areas, neritic carbonates of the lower Jurassic are followed by pelagic sediments (mostly carbonates) initially characterized by some heteropy and minor disconformities (Middle and Upper Jurassic), with an Oligocenic-Miocenic flysch overlaying the youngest pelagic (Eocenic) limestones (fig. 1).

On the contrary, we found plenty of field evidence that throws new light on the relationships among the above terranes, the Middle-Upper Miocenic clastic sediments which have been deposited unconfomably over them, and the so called "Triassic breccias".

The unconfomable Middle-Upper Miocenic sequence consists of unlayered breccias and/or coarse layered clast- and matrix-supported conglomerates, followed by sands and sandy marls. The poorly sorted basal breccias, inclusive of large olistholites, are characterized by widely variable thickness, composition and external semblance, but their common age may be recognized in a number of places where the upper fossiliferous terms of the sequence escaped erosion. Field evidence shows that rudites already misinterpreted as sediments of different age (from Mesozoic to Quaternary), make up, all together, the basal terms of the Upper-Middle Miocenic marine sequence.

The sketch of figure 2, drawn taking into account all the sequences (1 to 9) exposed in a wide area around Parga (covering about four 1:50.000 sheets), is a synoptic representation of all the documented relationships among the outcropping terranes. It shows that the Middle-Upper Miocenic clastic sediments overlay the folded, faulted and deeply eroded series of marine terranes represented in figure 1. Somewhere, the unbedded transgressive Miocenic breccias are nothing but the so called "Triassic breccias" whose clasts have been supposed to originate from erosion of rocks belonging to the Triassic evaporite series (type **Mb'**, on the left of figure 2, while elsewhere they consist only (or mostly) of clasts derived from all the younger formations of the exposed series (type **Mb''**, on the right of figure 2). Both these main variants appear intercalated in Arilla, southwest of the village of Perdika (sequence 5, center of figure 2; 20° 17' 28"E 39° 21' 43"N); a gradual vertical transition, characterized by mixture of clasts of both the above sources, may be observed in the sequences 2, 4 and 6 of figure 2, respectively along the new road Parga-Perdika southwest of Perdika (approximately 20° 18' 3"E 39° 18' 46"N), near the Kastro west of Anthousa (20° 22'E 39° 18' 25"N), along the asphalt road south of Aghia Kyriakū (20° 26' 50"E 39° 16' 59"N). Both the variants **Mb'** and **Mb''** may lie directly on terranes belonging to the deformed and eroded series. The variant **Mb'** is resting on them in the already mentioned 6 and in the sequences 1 and 3, respectively along the road Parga-Perdika (20° 20' 12"E 39° 20' 45"N), and along the coast of the Ormos Aghiou Ioannou (20° 27' 58"E 39° 16' 50"); the variant **Mb''** in the sequences 7, 8 and 9, near Grava (20° 18' 5"E 39° 19' 25"N), near Akros Trofali (20° 23' 46"E 39° 17' 10"N) and at the Venetian castle of Parga (20° 20' 20"E 39° 17' 20") respectively.

3. TECTONIC OUTCOMES

Because of their manifold appearance, here and there the above described basal breccias have been mapped, not only as part of the Middle-Upper Miocene and as "Triassic breccias", but also as Liassic massive neritic dolostones and limestones (Pantokrator formation; see, for instance, at the Kastro, west of Anthousa), Lower Cretaceous lutites with cherts (Vigla formation; in Arilla, southwest of the village of Perdika), and even as cemented Quaternary screes, between Anthousa and Parga (Parga sheet of the IGME geological map 1:50.000; Epirus geological map 1:100.000 in I.G.R.S.-I.F.P., 1966; Guzzetta, 1982; Sorel, 1989).

The above mentioned misunderstandings led to interpretations of the local tectonic structure which are not consistent with the above new findings. Among other things, the very existence of the overthrusting of the "Parga Unit" (I.G.R.S.-I.F.P., 1966; Sorel, 1989) over Upper Miocenic and even younger (Pliocenic) terranes becomes doubtful (showing, among other things, that some assumptions made in the past by one of the authors were erroneous; Guzzetta, 1982). Just to mention one of the many pieces of evidence, north of the Parga village the rocks making up the steep cliff dramatically crowning the lower angle slope have been mapped as massive limestones and dolostones of Liassic age (Pantokrator formation) tectonically superposed over the Upper-Middle Miocenic sands and sandy marls exposed at lower altitude. Actually the cliff is mostly made of the basal breccias of the Upper-Middle Miocenic sequence which are exposed again at a far lower altitude in the Parga

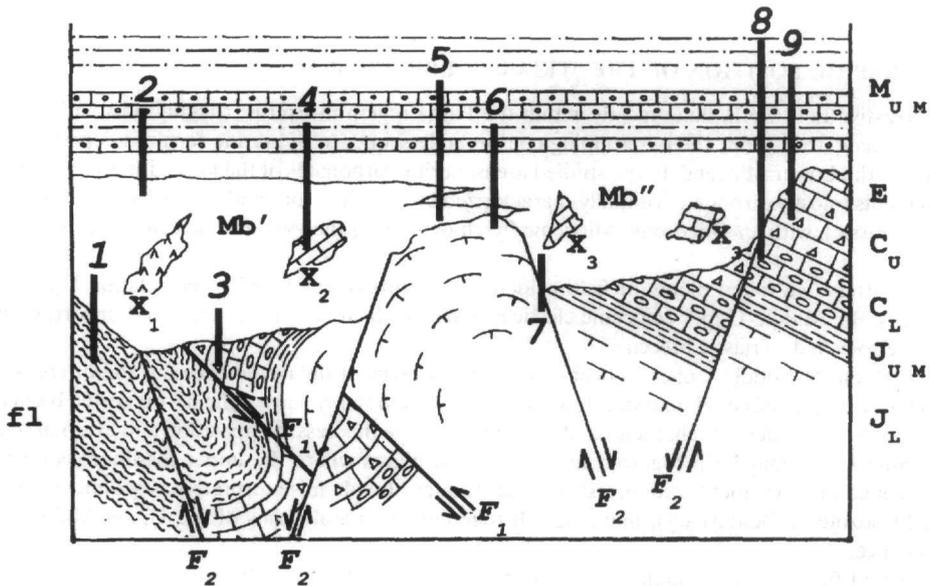


FIGURE 2 - Synoptic sketch, based on sedimentary sequences (1 to 9) and tectonic structures observed in the Ionian zone, showing the succession of depositional, erosional, and tectonic events from the Oligocene-Lower Miocene folding to the sedimentation of the Middle-Upper Miocenic terranes.

J_L, J_{UM}, C_L, C_U, E and fl: terranes belonging to the stratigraphic column of figure 1; Mb'': breccias, mostly made of clasts originating from erosion of terrains making up the series of figure 1, already known as the basal term of the Middle-Upper Miocenic sequence; Mb': breccias, mostly originating from erosion of exposed older evaporitic terranes and currently mapped as "Triassic breccias", representing a local variant of the basal breccias of the same Middle-Upper Miocenic sequence; M_{UM}: sands and sandy marls of the same sequence; X₁: gypsum olistholite; X₂: fossiliferous limestone olistholite; X₃: limestone olistholites; F₁: thrust associated with the folding accompanying and following the flysch deposition; F₂: normal faulting followed by and/or associated with the deposition of the Middle-Upper Miocenic sediments.

bay. Plenty of field evidence concurs in showing that the present day setting results from dip-slip displacements on sets of almost vertical faults, instead of being the consequence of a replay of the Oligocene-Lower Miocene low angle thrusts. An easy and pleasant walk from the Venetian castle of Parga to the equally accessible Turkish kastro of Anthousa could be enough to be persuaded.

4. CONCLUSIONS

Production of frequent and widespread debris flows seems to have precluded to the deposition of a Middle-Upper Miocene terrigenous marine sequence in the Ionian zone of Albania and Greece. This phenomenon could be put in relationship with an extensive tectonic phase responsible for topography rejuvenation and ensuing fast erosion. The short distances the clasts covered gave rise to deposits of different composition from place to place, depending on the locally outcropping rocks. Field evidence shows that at least part of the breccias already mapped as "Triassic breccias" in Greece is a particular variant of these deposits. They are prevalingly made up of clasts originating from erosion of then exposed rocks belonging to the evaporitic Triassic sequence. These breccias rest on sediments whose age is older than Upper Miocene, including the Triassic ones from which they derive, like in the Dumre region in Albania (Aliaj, 1999; Velaj et al., 1999). Even today, evaporitic terranes could be directly exposed in a number of places, like, for instance, near the Bistriņa river in southern Albania (Cirilli e Montanari, 1994). Unfortunately, it is likely that other exposures of Triassic terranes haven't been distinguished from those of the far younger Middle-Upper Miocenic "Triassic breccias" resulting from their erosion.

Other polygenic and monogenic types of breccias of the same Middle Miocenic age locally resulted from the dismantling of rocks younger than Triassic. Here and there they have been recognized as the basal term of the Miocenic sequence, but in a number of places the same unbedded rudites, roughly resembling some other terrane outcropping in the area, have been mistaken for the latter.

The recognition of both the above misunderstandings seems to invalidate some current opinions on the succession of sedimentary and tectonic events and on local and regional structures, suggesting the need for further field investigations. Of course, such a need may become more urgent if important interests are at stake.

REFERENCES

- ALIAJ SH., 1999. Transverse faults in Albanian orogen front, *Albanian Journal of Natural & Technical Sciences*, **6**, 121-132.
- AUBOUIN J., 1959. Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale: les confins de l'Épire et de la Thessalie, *Ann. Geol. Pays Hell.*, **10**, 1-125.
- AUBOUIN J. et al., 1963. Esquisse de la géologie de la Grèce, In: Livre à la mémoire de Paul Fallot, 2, *Soc. géol. de France*, 583-610.
- AUBOUIN J., 1965. Geosynclines, Development in Geotectonics, Elsevier.
- AUBOUIN J., J. DERCOURT, 1962. Zone Préapulienne, zone Ionienne et zone du Gavrovo en Peloponnesse occidentale, *Bull. Soc. géol. de France*, **4**, 6, 785-793.
- AUBOUIN J. et al., 1977. Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Grèce co-organisée avec la Société géologique de Grèce (9-20 septembre 1976), Compte rendu coordonné par Jean Dercourt, *Bull. Soc. géol. France*, (7), XIX, 5-70.
- BORNOVAS J., 1960. Observations nouvelles sur la géologie des zones préapulienne et ionienne (Grèce occidentale), *Bull. Soc. géol. France*, (7), II, 410-414.
- CIRILLI S. and L. MONTANARI, 1994. *Palaeopelagos*, **4**, 107-118.
- DEWEY, J.F., W.C. PITMAN, and W.B.F. RYAN, 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system, *Geol. Soc. Of America Bull.*, **84**, 3137-3180.
- DRAGASTAN O., P. PAPANIKOS, 1985. Foraminifères, Algues et microproblematica du Trias de Messopotamos, Épire Grèce continentale), *Revue de Micropaléontologie*, **27**, 244-248.
- GILL W.D., 1964. The Mediterranean Basin, in 'Salt basins around Africa, Institute of Petroleum', London, 122 pp.
- GUZZETTA G., 1982. Thin-skinned style of deformation in Epirus, *Proceedings International Symposium on the Hellenic Arc and Trench (H.E.A.T.)*, **1**, 151-175.
- I.G.R.S.-I.F.P. (Institut de Géologie et Recherches du Sous-sol - Institut Français du Pétrole), 1966. Étude géologique de l'Épire (Grèce nord-occidentale), Editions Technip, Paris, 306pp.
- I.G.R.S., 1969. Géologic map 1:50.000, sheet Parga.
- JENKINS D.A.L., 1972. Structural development of western Greece, *A.A.P.G. Bull.*, **56**, 128-149.
- KARAKITSIOS V., 1992. Ouverture et inversion tectonique du bassin ionien (Épire, Grèce), *Ann. Geol. Pays Hell.*, **35**, 185-318.
- KARAKITSIOS V. and F. POMONI-PAPAIOANNOU, 1998. Sedimentological study of the Triassic solution collapse breccias of the Ionian zone (NW Greece), *Carbonates & Evaporites*, **13**, 2, 207-218.
- KOBER L., 1929. Die Grossgliederung der Dinariden, *Cent.f. Min., etc.*, Abt. B, 426-427.
- POMONI-PAPAIOANNOU F. and S. TSAILA-MONOPOLIS, 1983. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **88**, 387-400.
- RENZ C., 1955. Stratigraphie Griechenlands, I.G.R.S., Athens, 637 pp.
- ROURE F., E. PRENIASI, and Z. XHAFI, 1995. Albania: petroleum geology of the Albanian thrust belt, A.A.P.G. International Conference and Exhibition, Excursion 7 Field Trip Notes, 46.
- SEJDINI B., P. COSTANTINESCU, and T. PIPERI, 1994. Petroleum exploration in Albania, in B. Popescu, ed., Hydrocarbons of eastern central Europe, Heidelberg, Springer-Verlag, 1-28.
- SMITH A.G. and E.M. MOORES, 1974. Hellenides, in Spencer A.M., ed., Mesozoic and Cenozoic orogenic belts, Geological Society of London Spec. Publ. 4, 159-185.
- SOREL D., 1989. L'évolution structurale de la Grèce nord-occidentale depuis le Miocène dans le cadre géodynamique de l'Arc Égéen, Thèse Doctorat, Université de Paris-Sud Centre Orsay, 297 pp.
- TEMPLE P.G., 1968. Mechanics of large-scale gravity sliding in the Greek Peloponnesos, *Geol. Soc. of America Bull.*, **79**, 687-700.
- UNDERHILL J. R., 1985. Neogene and Quaternary tectonics and sedimentation in western Greece, PhD Thesis, University of Wales, Cardiff.
- UNDERHILL J. R., 1988. Triassic evaporites and Plio-Quaternary diapirism in western Greece, *Jour. Geol. Soc. of London*, **145**, 269-282.
- UNDERHILL J. R., 1989. Late Cenozoic deformation of the Hellenic foreland, W. Greece, *Geol. Soc. of America Bull.*, **101**, 613-634.
- VELAJ T., I. DAVISON, A. SERJANI, I. ALSOP, 1999. Thrust tectonics and the role of evaporites in the Ionian zone of the Albanides, *A.A.P.G. Bull.*, **83**, 9, 1408-1425.

STRUCTURAL EVOLUTION AND EXHUMATION HISTORY OF THE RHODOPE UHP-HP METAMORPHIC PROVINCE (NORTHERN GREECE)

A. KROHE¹ & E. MPOSKOS²

ABSTRACT

Middle/Early Alpine UHP-HP domain of the Rhodope (N Greece) show pressures >3.6 Gpa. UHP-HP rocks have been emplaced in three major tectonic pulses: (i) At about 65->48 Ma the UHP Kimi Complex was exhumed at the surface representing the structurally uppermost UHP unit. (ii) Between >42-30 Ma, the Sidironero, Kardamos and Kechros Complexes were exhumed underlying the Kimi Complex in the central and eastern Rhodope, respectively. They are characterized by HP-metamorphism (some parts by UHP-metamorphism), isothermal decompression and probably rapid exhumation. Exhumation tectonics involves deep level thrusting, synchronous high level extension, and successive post-thrusting extension. The post-thrusting Xanthi low angle normal detachment system extending over a distance of 100 km, from central Rhodope to eastern Rhodope, is interpreted to be responsible for a decrease in recent crustal thickness of about 20 km from central to eastern Rhodope. Lutetian (c. 48-43Ma) to Oligocene marine basins transgressed atop the Kimi Complex representing the upper plate of all detachment generations. (iii) The third exhumation pulse between 26 to 8 Ma, exhumed the Thasos/Pangeon metamorphic core complexes representing the structurally lowermost tectonic units of the Rhodope domain. Their exhumation occurred by displacements on the Miocene Strymon and Thasos detachment systems.

KEY WORDS: Tertiary, exhumation, UHP-HP metamorphic rocks, structural geology, Rhodope Zone

1. INTRODUCTION

The ultra high- and high pressure (UHP-HP) province of the Rhodope Domain (Greek-Bulgarian boundary region) consists of Variscan continental crust, Mesozoic metasediments and remnants of oceanic crust. The tectonometamorphic record reflects an early Alpine oceanic and continental subduction/accretion, crustal thickening and extension followed by Late Alpine back arc extension (Kilias et al., 1987, Mposkos, 1989, Dinter, 1998, Burg et al., 1996, Mposkos and Krohe, 2000). Alpine UHP metamorphism reaches more than of 3.6 GPa at 800 °C indicated by inclusions of diamonds and coesite pseudomorphs in garnet (Mposkos et al., 2001)

We introduce a new structural subdivision of the Greek "Rhodope Domain"; (cf. Mposkos and Krohe, 2000 for denotation; Fig.1). Based on new structural data, and on petrological and geochronological data (Fig. 1) we present a kinematic model of the alpine crustal movements of the Rhodope Domain.

2. NEW TECTONIC SUBDIVISION-OVERVIEW

In the east, the UHP-HP province is overlain by a thin lid of supracrustal rocks of the corresponding to the *E' Circum Rhodope Zone*; (E' CRZ; Fig.1). This lid consists of ophiolitic sequences that stayed close to the surface since the Jurassic, indicated by K-Ar hornblende ages and apatite fission track ages both ranging at about 150 Ma (review in Hatzipanagiotou et al.; 1994; Bigazzi et al., 1989). Associated with the ophiolites are weakly metamorphosed phyllites and marbles at temperatures not exceeding c. 400° (chlorite zone).

The UHP-HP province of the Rhodope Domain underneath this lid is itself a composite terrain of superimposed tectonic metamorphic complexes. These are separated from each other by large scale discrete low-angle extensional detachment systems formed during several consecutive events (Mposkos and Krohe, 2000). Generally, geochronological ages decrease downward and suggest -roughly- three major episodes of successive exhumation/cooling of structurally deeper sections.

1. University of Muenster, Institute for Mineralogy, Laboratory for Geochronology, Corrensstrasse 24, D-48149 Muenster (Germany), e-mail: krohe@uni-muenster.de

2. National Technical University of Athens, Section of Geological Sciences, 9 Heroon Politechniou Str., GR-15780, Zografou, Greece, e-mail: mposkos@metal.ntua.gr

3. KIMI-, KOTILI-MELIVIA- AND VERTISKOS COMPLEXES

The uppermost tectonic complexes of the Rhodope Domain are the *Kimi-*, *Kotili-Melivia-* and the *Vertiskos* Complexes (Fig. 1) in eastern, central and western Rhodope respectively. These consist of high-pressure high-temperature (HP/HT) sequences of migmatitic gneisses and intercalated marbles that host boudins of eclogite-amphibolites and metaperidotites. Cretaceous (>80 Ma) K-Ar mica cooling ages of the Vertiskos Complex and transgressive Eocene conglomerates on the Kimi Complex (Fig.1) indicate that these complexes were exhumed before the Eocene.

The metamorphic history of the Kimi Complex is representative for the uppermost high-grade metamorphic complexes. UHP metamorphism is locally recorded by inclusions of diamond and coesite pseudomorphs in garnet. Boudins of spinel-garnet pyroxenites, (Grt-Cpx±Sp±Ol-Hbl; abbreviations after Bucher and Frey, 1994), garnet-peridotites (Grt-Cpx-Opx-Ol-Spl) and eclogites (Grt-Cpx-Qtz-Rt) record HP metamorphism at 15.5 kbar and 770±40 °C probably after exhumation of these rocks from the UHP-stage. This is inferred from Grt-Cpx geothermometry in eclogites and from the equilibrium conditions of the reaction $Cpx + Opx + Spl \rightleftharpoons Grt + Ol$ (Mposkos and Krohe, 2000). A successive amphibolite facies metamorphism is associated with formation of muscovite-pegmatites and migmatites in the gneisses at about 10 kbar. A Sm-Nd garnet-clinopyroxene-whole rock age from a garnet-spinel-pyroxenite yielded c. 119 Ma (Wawrzenitz and Mposkos, 1997). A Rb-Sr mica age of 65 Ma from a pegmatite formed during the amphibolite facies stage is interpreted as crystallization age (Mposkos and Wawrzenitz, 1995).

4. Kerdilion, Sidironero, Kardamos and Kechros Complexes

The Vertiskos, Kotili-Melivia and Kimi Complexes are underlain by the *Kerdilion* (W' Rhodope), *Sidironero*, *Kardamos* (central Rhodope), and *Kechros* (E' Rhodope; Fig.1) Complexes. These complexes consist of para- and orthogneisses (locally migmatitic), marbles, amphibolites, eclogites and sparse ultramafic rocks that underwent variable degrees of metamorphism. Various K-Ar and Rb-Sr mineral ages (~45-32 Ma) indicate Early Tertiary exhumation.

The **Sidironero Complex** is a composite tectonic complex characterized by downwardly decreasing pressures and temperatures during (U)HP metamorphism and successive decompression stages. The *structurally higher part* mainly consists of orthogneisses and pelitic gneisses transformed to banded migmatites, containing elongated boudins of amphibolitized eclogites. Locally, diamonds and polycrystalline quartz aggregates pseudomorphing after coesite occur as inclusions in garnets of metapelites and amphibolitized eclogites respectively (Mposkos et al., 2001) indicating minimum pressures of >36 Kbar for an assumed minimum T of 800°C. A kyanite eclogite from the Thermes area (Fig.1) indicates minimum pressures of c. 19 kbar and at least 700°C (Liati and Seidel (1996). Migmatites formed within the stability fields of kyanite + K-feldspar and sillimanite + K-feldspar (Mposkos and Liati, 1993) suggesting a stage of near isothermal decompression. Successive cooling into the stability field of Ms + Qtz occurred below 6 kbar as is indicated by the low Si content of the magmatic muscovites (Si=6.2) from migmatitic pegmatites. Decompression was accompanied by strong pervasive plastic deformation followed by static annealing. SHRIMP-zircon data from a (partly amphibolitized) eclogite and migmatites are 40 and 42 Ma respectively (Liati and Gebauer; 1999). These reflect a minimum age of high-P metamorphism and exhumation of the Sidironero Complex.

The *lowermost part* of the Sidironero Complex consisting of the Falakron (largely marble) and the Albite Gneiss Series (Fig.1) is characterized by low grade metamorphism. Maximum temperatures did not exceed the stability field of the mineral assemblage Grt + Cld + Chl in metapelites. The maximum phengite component (Si=7.11 in albite gneisses) and the calculated reaction $Cld + Chl + Qtz \rightarrow Grt(rim) + H_2O$ (using Grt and Cld compositions from metapelites) indicate an equilibration stage at 12 kbar at 490°C (Mposkos and Krohe, 2000).

Decompression occurred with slightly increasing temperature. This is suggested by prograde compositional zoning in hornblende from amphibolite, from tremolitic in the core to tschermakitic hornblende in the rim (Mposkos and Krohe, 2000). Orthogneisses, metapelites and amphibolites are mylonitic. Phengitic white mica flakes are generally pre-mylonitic clasts. Recrystallized white-mica have a lower Si-content confirming deformation during decompression (at pressures of 5-6 kbar; Mposkos and Krohe, 2000).

The **Kardamos Complex** is also a composite tectonic complex showing downwardly decreasing temperatures. The *structurally higher* high grade part of the Kardamos Complex includes a broad migmatitic/magmatic zone. The mineral assemblages Grt + St + Bi and St + Bi + Sil formed in metapelites during decompression infer minimum temperatures of ~640 °C (Bucher and Fey, 1994). At this stage, the marginal parts of this zone were strongly

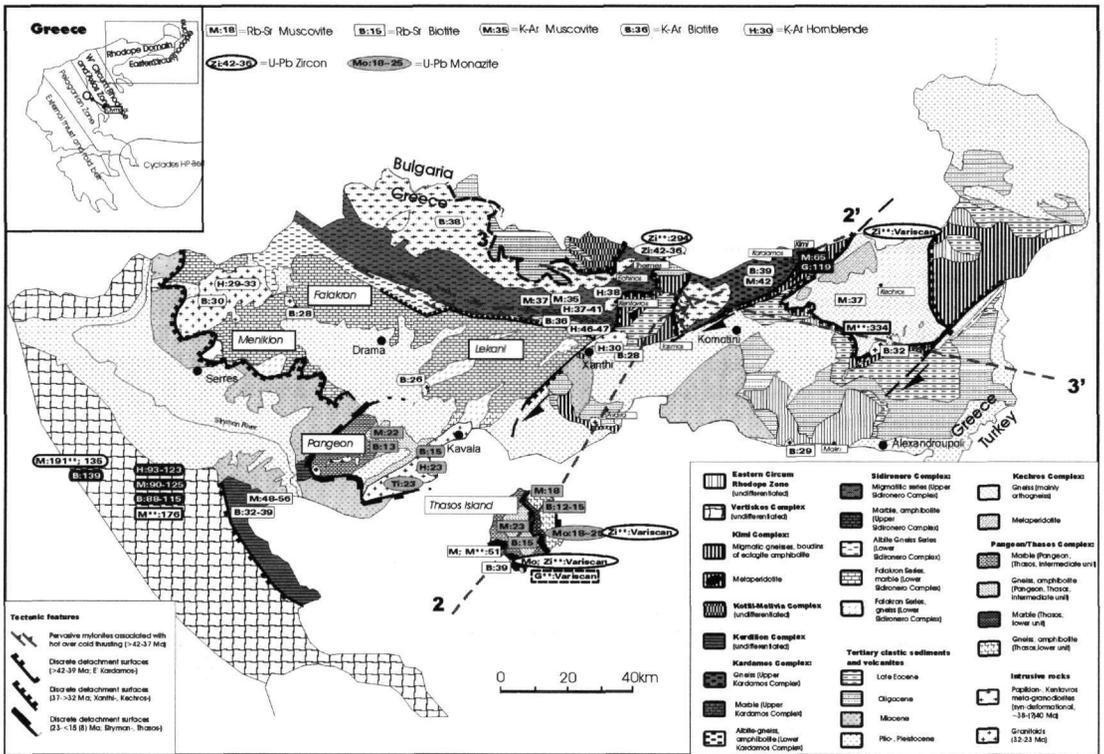


Figure 1: Structural subdivision of the Rhodope Domain and location of major detachment systems.

mylonitized.

The structurally lower low grade part, of the Kardamos Complex consists of albite gneisses, metabasites and intercalated marbles. In orthogneisses and layered paragneisses the relict HP mineral assemblage Grt-Ky-Zo-Pl(An19-25)-Qtz indicates 13-15 kbar for an assumed temperature of 600°C (Grt-Pl geobarometry). Decompression produced the mineral assemblages Grt-Ms-Bi-Ab-Olg±Kfs-Qtz in pelitic gneisses and Grt-Hbl-Bi-Czo-Ab-Olg-Qtz in metabasites. Staurolite coexisting with chlorite replaced garnet or kyanite. This limits the peak temperature above 550°C and below 620°C (Bucher and Frey, 1994) suggesting that decompression was nearly isothermal but at lower temperatures than in the structurally higher part of the Kardamos Complex. During decompression rocks were pervasively mylonitized.

The **Kechros Complex** consists of low- to medium-grade orthogneisses, pelitic gneisses containing elongated boudins of eclogites, and ultramafics. No HT/HP series are present. Eclogites [Grt+Omp (Jd₃₅₋₅₅)±Ky+Tr+Hbl+Czo+Qtz+Rt±Phen] indicate minimum pressure of 15 kbar at c. 550°C (Mposkos and Perdikatis, 1989, Liati and Mposkos, 1990). In gneisses, the maximum phengite component of white micas is Si=7 atoms p.f.u (Mposkos, 1989). Near isothermal decompression (to about 4 kbar) is indicated by staurolite formation by chloritoid consuming reactions (e.g. Cld+Ky→St+Chl and Cld+Chl→St+Bi (Mposkos, 1989; Mposkos and Liati, 1993). Thick mylonite zones were created during decompression. In the uppermost Kechros Complex localized shearing continued through cooling to the lower greenschist facies.

5. THASOS/PANGEON METAMORPHIC CORE COMPLEXES

The lowermost tectonic units belong to the *Thasos/Pangeon Metamorphic Core Complex* in W³ Rhodope. It consists of low to medium grade orthogneisses, metapelites, marble complexes as well as mafic rocks (Fig. 1). In Pangeon Mountains phengitic white micas (Si = 6.8 atoms p.f.u; Mposkos and Krohe, 2000) occurring as relicts in mylonitized orthogneisses indicate an earlier high-*P* metamorphism. Mylonitization occurred during decompression as it is indicated by the lower phengite component of the recrystallized white mica. On Thasos Island, the metamorphic grade downwardly increases (Wawzenitz and Krohe, 1998).

6. DEFORMATION DURING DECOMPRESSION (CENTRAL AND EASTERN RHODOPE)

Pervasive mylonite zones

In upper and lower part of the Sidironero Complex, foliation planes moderately dip to the NE and bear NE plunging lineations. Shear sense criteria consistently document top to the SW (updip) movements in accordance with thrusting of the hot upper part of the Sidironero Complex over cold lower part cf. Dinter et al., 1995, and references therein; "Nestos thrust" zone).

Mylonites of the Kardamos Complex show inhomogeneous directions of shear. In the uppermost Kardamos Complex the mylonitic foliation forms a moderately NW dipping antiform, with the migmatitic/magmatic zone in the core. The plunge of lineations fluctuates around the antiform from SSW and S in the southern limb to SE and ENE in the northern limb of the antiform. Shear senses indicate top to the S-, SE- and ENE-movements in the respective zones. Thus, generally, a component of normal faulting is indicated. In the lower Kardamos Complex, beneath the migmatitic/magmatic zone the dip of the mylonitic foliation and the plunge of the lineation is to the NE. Shear senses indicate top to the SW movements, in accordance with SW thrusting of hotter above cooler metamorphic rocks.

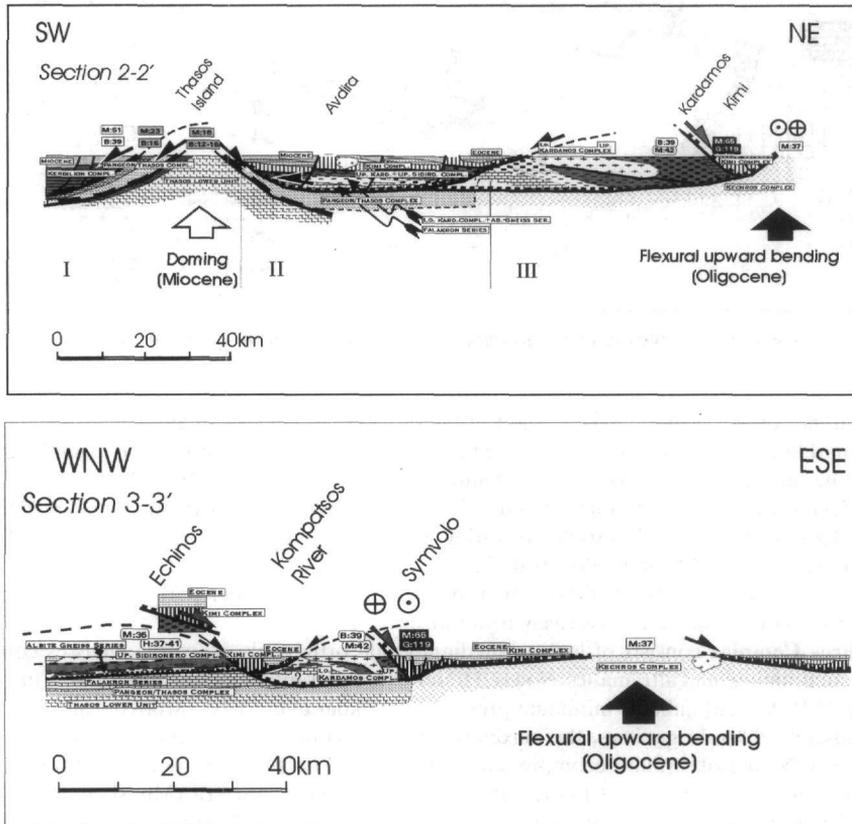


Figure 2: Profile through the Rhodope domain. Vertical scale is two times horizontal scale. See Fig. 1 for location of profiles, and for unit fillings.

In the Kechros Complex, the foliation planes of the thick mylonites and the localized shear zones trend NE to NW, dip shallowly to the ~N and bear N to NE plunging lineations. Shear sense criteria generally indicate top to the S and SSW shearing. These mylonites may be linked to compression and extension.

Discrete Tectonic Contacts (Detachment Surfaces)

The following detachment surfaces were formed within the 45-32 Ma episode:

- I. The Xanthi detachment extending over more than 100 km, from E' of Kavala toward the NE into Bulgaria

(Fig. 1), separates the Sidironero Complex from the uppermost ultramafic/migmatitic series of the Kimi Complex, and the Tertiary sediments. This is a moderately to the SE dipping discrete detachment surface that truncates the thrust related mylonitic foliation, lithological layering (Fig. 2), and metamorphic profile of the underlying Sidironero Complex at high angle.

- II. Iasmos detachment separates the W' Kardamos Complex from the overlying Kimi Complex (Fig. 1, 2). This is, also, a discrete detachment surface that shallowly dips to the W truncating at intermediate to high angle the mylonitic foliation, lithological layering and the metamorphic zonation of the underlying Kardamos Complex. Both the Xanthi and the Kardamos detachment surfaces are underlain by a ~0.5-4m thick zone of extensive cataclasis that affected the respective underlying series.
- III. Kardamos detachment separates the E' part of the Kardamos Complex from the Kimi Complex (Fig. 1, 2). This NE-SW trending discrete tectonic contact is oriented subparallel to the mylonitic foliation of the underlying E' Kardamos Complex. Mylonites immediately beneath the detachment surface accumulated strain through cooling as it is indicated by fracturing and cataclasis of feldspar and by strongly elongated quartz ribbons (aspect ratios >1:10). The translation directions on the detachment surface follow the shear senses of the underlying mylonites.

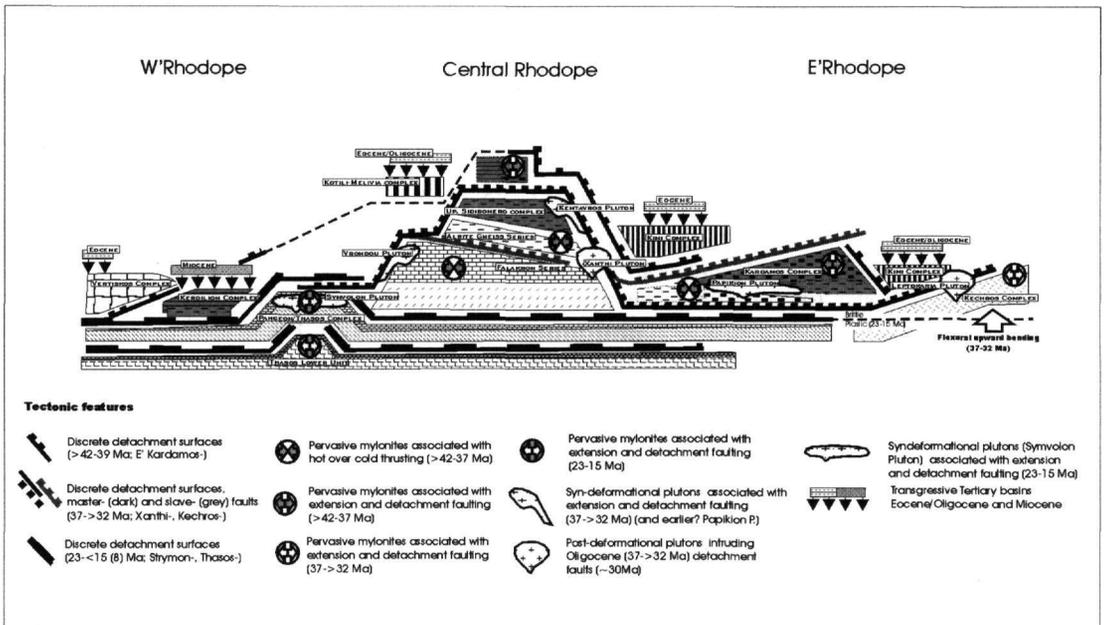


Figure 3. Schematic structural relationships among different tectonic metamorphic complexes and basins, and the geometry of various generations of extensional detachment systems, see Figs 3 for explanation of the unit fillings.

IV. Kechros detachment separates the Kechros Complex from the overlying Kimi Complex (Fig. 1, 2). This detachment broadly follows the trend of the lower greenschist facies localized shear zones. Microfabrics suggest that deformation continuing through cooling.

All these systems are associated with emplacement of the Sidironero, Kerdilion, Kardamos, and Kechros Complexes representing the footwall complexes. The hanging wall complexes of these detachment systems is composed of the E' CRZ as well as of the ultramafic/migmatitic UHP-HP series of the Kimi, Kotali-Melivlia and Vertiskos Complexes. Frequent granitoids bounded to the detachment contacts suggest magmatism associated with detachment formation.

7. AGE OF PERSVASIVE STRAIN AND DISCRETE TECTONIC CONTACTS

In the high grade upper Sidironero Complex, the age of HT metamorphism and crystallization of muscovites from the anatectic melt is constrained by U-Pb zircon SHRIMP data from migmatites (Liati and Gebauer, 1999) and by Rb-Sr data of muscovites from pegmatoids yielding c. 40-41 Ma. Rb-Sr ages of muscovite and K-Ar ages of hornblende from orthogneiss and amphibolite mylonites ranging at 37-41 Ma are interpreted as a minimum

age for mylonitisation after migmatization. In the low grade lower Sidironero Complex, K-Ar ages of hornblende from amphibolite mylonites yielding c. 45 Ma are interpreted as dating mylonitization continuing through cooling below the suggested closure temperatures of the K-Ar hornblende system. According to Dinter (1998), this downward increase of K-Ar hornblende ages resulted from earlier cooling of the lower part of the Sidironero Complex due to thrusting on top of a cold plate. The abrupt decrease in hornblende ages toward the higher Sidironero Complex suggests that thrusting continued after closure of these isotope systems along discrete zones. In the upper (E') Kardamos Complex, K-Ar data of muscovite and biotite of c. 41-c. 39 Ma constrain shearing continuing through cooling below 350-300° C. In the Kechros complex Rb-Sr and Ar-Ar white mica dates from orthogneisses ranging between 35-39 Ma (Wawrzenitz and Mposkos, 1997; Lips et al., 2000) are roughly similar to the K-Ar hornblende ages of the upper Sidironero Complex and might be interpreted as an approximate age of mylonitization (cf. discussion in Wawrzenitz and Mposkos, 1997).

Also, intrusion ages of granitoids provide age constraints for the deformation: Near Xanthi, a mostly undeformed granodiorite intrusion into the Sidironero Complex and the Xanthi detachment surface (Fig. 1) shows K-Ar hornblende and biotite ages of 30 and 28 Ma, respectively. These suggest a minimum age of detachment formation. Inferred intrusion depth correspond to ~2.5-3kbar being ~10 km (Liati, 1986). A strongly deformed granodiorite intrusion into the Sidironero Complex (near Kedavros; Fig. 1) shows K-Ar hornblende ages of c. 38 Ma (Liati, 1986) indicating a maximum age of the Xanthi detachment surface. Hornblende geothermobarometry (cf. Schmidt, 1992) estimates an intrusion depth of 5.1-5.4 kbar (~18-19 km). Rb-Sr biotite ages from an undeformed granodiorite intrusion into the Kechros detachment surface (N' Alexandroupoli, E' Rhodope; Fig. 1,2) indicate a minimum age of detachment formation of 30-32 Ma (Del Moro et al., 1988) in this area. This detachment formation was broadly simultaneously with formation of marine basins in the E' Rhodope.

8. MIOCENE CORE COMPLEX FORMATION (WESTERN RHODOPE)

The Thasos/Pangeon complex (W' Rhodope, Fig. 1) is characterized by flat laying pervasive shear zones showing predominant top to the SW, and locally, top to the NE sense of shear. Deformation continued during cooling. On Thasos Island, Rb-Sr data of white mica and biotite downwardly decrease to 20-18 Ma and 15-12 Ma, respectively (Fig. 1), in accordance with progressive extensional exhumation of an increasingly deeper crustal part within the Early Miocene (Wawrzenitz and Krohe, 1998). K-Ar and Rb-Sr mica ages and fission track ages of the sheared metamorphic rocks constrain formation of discrete low angle normal (Strymon- and Thasos-) detachment surfaces bounding the Thasos/Pangeon complex between c. 15 Ma, and >8 Ma (Fig. 1; Dinter, 1995; Wawrzenitz and Krohe, 1998). This temporally coincides with formation of Miocene basins in the W' Rhodope (Fig. 1) interpreted as supradetachment basins (Dinter et al., 1995).

9. DISCUSSION

Syn- and Post thrusting detachment faults (<42-30 Ma interval)

Summing up, Sidironero, Kardamos and Kechros Complexes experienced strong pervasive deformation at T=500-700°C within the <42-30 Ma interval, during decompression/exhumation and cooling. Differences in thermochronological evolutions among these Complexes within the <42-30 Ma interval (as suggested from the geochronological data) reflect variations of mass movements paths during exhumation from different initial depths. To the top and bottom, this crustal section is bounded by extensional detachment systems formed in the <42-30 Ma and 23-8 Ma intervals, respectively. Thrusting within the Sidironero Complex during decompression was accompanied by continuous removal of material from top of (i.e. exhumation of) the Sidironero Complex. The main removal mechanism was normal faulting. This is evident from preservation of a metamorphic upper plate consisting of pre-Late Eocene metamorphic rocks (Kimi-Complex) and transgressive Late Eocene to Oligocene by marine (E' Rhodope) sediments. Migmatites of the upper Sidironero Complex formed simultaneously with the Early Oligocene basins that transgressed onto the Kimi Complex. Thus, several tens of km of material have been excised along the contact of the Kimi and Sidironero Complex, that is *within the crustal profile*, which is indicative for normal faulting. According to our kinematic reconstruction juxtaposition of these two complexes occurred on two successive detachment systems:

- I) We suggest a first stage of normal faulting, coeval with thrusting of hot over cold metamorphic rocks created the E' Kardamos detachment system (Fig. 3) was formed, which is associated with plastic strain.
- II) A second stage of normal faulting (extension) clearly developed after compression tectonics and after the migmatitic stage within the Sidironero and Kardamos Complexes. This stage created the Xanthi detachment

system and the E' Kardamos detachment system (E' of Xanthi-Echinos, see Fig. 2) separating the overlying Kimi Complex (including the sediments) from the Sidironero Complex and Kardamos Complex, respectively. These systems are essentially discrete, brittle surfaces, truncating the thrust related mylonites locally at high angles and caused exhumation from depths not higher than 19 km as this system is.

We interpret the W' Kardamos detachment fault as a secondary fault rooting into the Xanthi master detachment fault (Fig. 2 and 3). Both excise the Kardamos Complex representing a piece of crust between Sidironero and Kimi Complex in a way such as shown in Fig. 3. In this interpretation the Kardamos Complex (including the older E' Kardamos detachment system), forms part of the upper plate with respect to the Xanthi master detachment. The deeper Kardamos Complex showing thrusting of hot over cold rocks is equivalent to the lower and upper Sidironero Complex (symbolized in Fig. 1 and 3 by indentation of the specific signatures).

9. XANTHI AND KECHROS DETACHMENT SYSTEMS: LARGE SCALE EXTENSIONAL RAMP-FLAT STRUCTURE

According to geochronological data, the Kechros detachment system (E' Rhodope) was formed between 38 and 32 Ma, i.e. coeval with formation of the Xanthi detachment surface (Central Rhodope). However, the Kechros-detachment surface is associated with plastic strain and developed at greater depth as the Xanthi detachment surface.

We consider the Kechros detachment system as east continuation of the Xanthi detachment system intersecting from the brittle upper crust into a domain deforming essentially by plastic strain of quartz from the W' to the E' Rhodope. This connected Xanthi/Kechros detachment system extends, thus, over a length of about 100 km showing a flat and ramp structure (Fig. 2 and 3). In our structural reconstruction in the E' Rhodope this *Xanthi-Kechros connected detachment system* excised hot HP rocks (upper Sidironero Complex) between Kimi Complex and Kechros Complex. According to this reconstruction in E' Rhodope, this detachment system removed an about 20 km thick piece of crust (the estimated thickness of the Kardamos+Sidironero Complexes, including Albite Gneiss and Falakron Series) from above the Kechros Complex. This is in coincidence with the reduction of the present crustal thickness from the central to the E' Rhodope from about 50 km to less than 30 km inferred from gravimetric data (Makris, 1982).

10. CONCLUSIONS

The structural relationships among the different shear zones and detachment systems of the Rhodope Domain can be summarized as follow (cf. Fig. 3):

- (i) In the Late Eocene/Early Oligocene two episodes of extension created two sets of normal detachment systems. The older detachment system is clearly coeval with deeper level thrusting of hot over cold HP rocks (E' Kardamos detachment system; between 42 and 39 Ma).
- (ii) The younger Xanthi- and Kechros detachment (37-30 Ma) systems post-dates thrusting and dismembered the thrust structures. In E' Rhodope, this connected Xanthi-Kechros detachment system excised a large piece of crust and emplaced the upper plate Kimi Complex upon a structurally very lower level of the previous thrust structure (Kechros Complex). Hence, in E' Rhodope, crustal thinning, occurred already in the Oligocene on the E' dipping Xanthi-Kechros normal detachment system. This event is associated with Lutetian/Priambonian and Oligocene basin formation, volcanic activity and calc-alkaline plutonism in E' Rhodope.
- (iii) Pangeon/Thasos (metamorphic core) Complexes occupying the structurally lowermost level in W' Rhodope, were exhumed between c. 23 and c. 12 (8) Ma along the Strymon and Thasos normal detachment surfaces. This extension tectonics distinctly postdated exhumation of HP rocks in the Sidironero-/Kardamos and Kechros Complexes and probably reflects early Aegean back-arc extension. This stage was associated with lithospheric heating, magmatism and plastic flow of the middle crust and probably reactivated earlier formed detachment surfaces (Fig. 1).

REFERENCES

- BIGAZZI, G., DEL MORO, A., INNOCENTI, F., KYRIAKOPOULOS, K., MAUNETTI, P., PAPADOPOULOS, P., NORELLITI, P. AND MAGGANAS, A. 1989. The magmatic intrusive complex of Petrola, West Thrace: Age and geodynamic significance. *Geologica Rhodopica*, V.1, 290-297.
- BUCHER, K. AND FREY, M. 1994. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Verlag, 318 pages, Berlin, 1994.
- BURG, J.P., RICOU, E., IVANOV, Z., GODFRIAUX, I., DIMOV, D., AND KLAIN, L. 1996. Syn-metamorphic

- nappe complex in the Rhodope Massif. Structure and Kinematics. *Terra Nova*, 8, 6-15.
- DEL MORO, A., INNOCENTI, F., KYRIAKOPOULOS, K., MANNETTI, P. AND PAPADOPOULOS, P. 1988. Tertiary granitoids from Thrace (Northern Greece): Sr isotopic and petrochemical data. *N.Jb.Mineral.Abh.* 159/2, 113-135.
- DINTER, D.A. 1998. Late Cenozoic extension of the Alpine collision orogen, northeastern Greece: Origin of the north Aegean basin. *Bull. Geol. Soc. Am.* 110 (9), 1208-1230.
- DINTER, D.A., MACFARLANE, A., HAMES, W., ISACHSEN, C., BOWERING, S., AND ROYDEN, L. 1995: U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Symvolon granodiorite: implication for the thermal and structural evolution of the Rhodope metamorphic core complex, northern Greece. *Tectonics*, 14 (4), 86-908.
- KILIAS, A., FALALAKIS, MOUNTRAKIS, D. 1997, Alpine tectonometamorphic history of the Serbomacedonian metamorphic rocks: Implication for the Tertiary unroofing of the Serbomacedonian-Rhodope metamorphic complexes (Macedonia, Greece), *Mineral Wealth*, 105, 9-27.
- LIATI, A. 1986. Regional metamorphism and overprinting contact metamorphism of the Rhodope zone, near Xanthi N. Greece: Petrology, Geochemistry, Geochronology. Ph.D.thesis, Techn.Univ.Braunschweig.
- LIATI, A. AND GEBAUER, D. 1999. Constraining the prograde and retrograde P-T-t path of Eocene HP rocks by SHRIMP dating of different zircon domains: Inferred rates of heating, burial, cooling and exhumation for central Rhodope, northern Greece. *Contrib. Mineral. Petrol.* 135, 340-354.
- LIATI, A. AND MPOSKOS, E. 1990. Evolution of the eclogites in the Rhodope zone of northern Greece. *Lithos*, 25, 89-99.
- LIATI, A. AND SEIDEL, E. 1996. Metamorphic evolution and geochemistry of kyanite eclogites in central Rhodope, northern Greece. *Contrib.Mineral.Petrol.* 123: 293-307.
- LIPS, A.L.W., WHITE, S.H. AND WIJBRANS, J. R. 2000. Middle-Late Alpine thermotectonic evolution of the southern Rhodope Massif, Greece. *Geodynamica Acta*, 13, 281-292.
- MAKRIS, J. 1985. Geophysics and geodynamic implications for the evolution of the Hellenides. In Stanley, D.S. and Wezel, F.C. (eds), *Geological evolution of the Mediterranean Basin*. Springer Verlag, New York, p.231-248.
- MPOSKOS, E. 1989. High-pressure metamorphism in gneisses and pelitic schists in the East Rhodope Zone (N.Greece). *Mineral. Petrol.*, 41, 25-39.
- MPOSKOS, E., KOSTOPOULOS, D. AND KROHE, A. 2001. Ultrahigh-pressure metamorphism from the Rhodope metamorphic province, Northeastern Greece: A preliminary report on a new discovery, *Terra Abstracts* (in press).
- MPOSKOS, E. AND KROHE, A. 2000. Petrological and Structural evolution of Continental High Pressure (high-P) Metamorphic Rocks in the Alpine Rhodope Domain (N-Greece). In: Panayides, I., Xenophontos, C., and Malpas, J., (eds.), *Proceedings of the 3.rd International Conf. on the Geology of the Eastern Mediterranean (Nicosia, Cyprus)*, 221-232, 2000.
- MPOSKOS, E. AND LIATI, A. 1993. Metamorphic evolution of metapelites in the high-pressure terrane of the Rhodope zone, Northern Greece. *Can.Mineral.*, 31, 401-424.
- MPOSKOS, E. AND WAWRZENITZ, N. 1995. Metapegmatites and pegmatites bracketing the time of high P-metamorphism in polymetamorphic rocks of the E-Rhodope, N.Greece: Petrological and geochronological constraints. *Geol.Soc.Greece*. Special Publications. N. 4/2, 602-608.
- WAWRZENITZ, N. AND MPOSKOS, E. 1997. First evidence for Lower Cretaceous high-P/high-T metamorphism in the Eastern Rhodope, North Aegean Region, North-East-Greece. *Eur.J.Mineral.*, 9, 659-664.
- WAWRZENITZ, N. AND KROHE, A. 1998. Exhumation and doming of the Thasos metamorphic core complex (S. Rhodope, Greece): Structural and geochronological constraints. *Tectonophysics*, 285, 301-332.

THE OCCURRENCE AND GEODYNAMIC SIGNIFICANCE OF THE VOLCANO-SEDIMENTARY TYROS-BEDS (BASE OF THE GAVROVO-TRIPOLIS UNIT) ON RHODES ISLAND, DODEKANESE, SE AEGEAN

E. LEKKAS¹, G. DANAMOS¹, E. SKOURTSOS¹, D. SAKELLARIOU²

ABSTRACT

The Archangelos volcano-sedimentary formation is described here. It outcrops at the base of the alpine Archangelos unit of Rhodes island and displays sedimentary and lithological characteristics, which allow its correlation with the Upper Paleozoic – Upper Triassic Tyros-beds, known from the base Gavrovo-Tripolis unit in Peloponnesus, Kythira and Crete. Consequently Archangelos unit is correlated with the Gavrovo-Tripolis unit. Moreover it is suggested that Tyros-beds characterize the base of the external carbonate platform of Hellenides all along the southern Hellenic Arc, from Peloponnesus through Kythira and Crete to Rhodes Island.

KEY WORDS: Tyros-beds, volcano-sedimentary, Rhodes, geodynamic evolution

1. INTRODUCTION – GEOTECTONIC UNITS OF RHODES ISLAND

The alpine geotectonic structure of Rhodes island is quite complicate as can be concluded by many different opinions and hypotheses that have been expressed by the numerous geologists since the beginning of this century. Thus, basic characteristics of the alpine structure of Rhodes, as the number and the nature of the alpine units, the time span covered by their litho-stratigraphic columns, the tectonic relation between them as well as their correlation with equivalent units occurring in mainland Greece, still remain obscure. To summarize the various aspects and hypotheses expressed in the existing literature, six at least distinct alpine geotectonic units have been recognized.

Most of the workers agree that the metamorphic Lindos unit is the structurally lowermost and paleogeographically most external unit on the island (Aubouin & Dercourt 1970, Mutti et al. 1970) and corresponds either to the Ionian or to the metamorphic Mani (“Plattenkalk”) unit (Pozzi & Orombelli 1965, Leboulenger & Matesco 1975, Papanikolaou et al. 1995). The Lindos unit is tectonically overlain by a wild flysch formation, called by Papanikolaou et al. (1995) and Lekkas et al. (2000) as Laerma Wild Flysch, which has served itself as the basal sliding “plane” of the movement of the entire nappe stack of the island.

The Attavyros-Akramitis unit is the lower allochthonous unit above the Laerma Wild Flysch. The succession of the litho- and biofacies of the Attavyros-Akramitis unit lithostratigraphy is identical to the one of the Ionian unit of mainland Greece and Crete. Therefore it has been considered as the equivalent of the Ionian unit in the SE extremity of the Hellenic orogenic belt (Renz 1929, 1955, Orombelli & Pozzi 1967, Aubouin & Dercourt 1970, Mutti et al. 1970, Leboulenger & Matesco 1975, Papanikolaou et al. 1995, Lekkas et al. 2000) although Harbury & Hall (1988) proposed a paleogeographic position for the unit between the Pindos basin and the Gavrovo – Tripolis shallow platform.

Archangelos unit is composed of a thick sequence of massive to thick bedded limestones and dolomites of Upper Triassic to Lower Eocene and a Lower Eocene flysch on top of them (Mutti et al. 1970, Leboulenger & Matesco 1975). All authors agree on the allochthony of the unit, which rests on the Laerma Wild Flysch (Papanikolaou et al. 1995). Renz (1929, 1955) and Mutti et al. (1970) compare it with Parnassos – Giona unit of mainland Greece while Orombelli & Pozzi (1967) suggest a paleogeographic position close to the Gavrovo zone. Aubouin & Dercourt (1970), Leboulenger & Matesco (1975) and Papanikolaou et al. (1995) ascribed the calcareous sequence of the unit to Gavrovo – Tripolis platform on the basis of the Eocene age of the uppermost carbonate horizons as well as its tectonic position below the Profitis Ilias unit.

The latter Profitis Ilias unit is composed of pelagic limestones, red marls and radiolarites of Upper Triassic to Upper Cretaceous age and undoubtedly corresponds to the Pindos unit by all authors listed previously. The

1. University of Athens, Dept. of Geology, Panepistimioupoli, 15784 Athens
2. NCMR, Fleming 14, 16672 Vari Greece

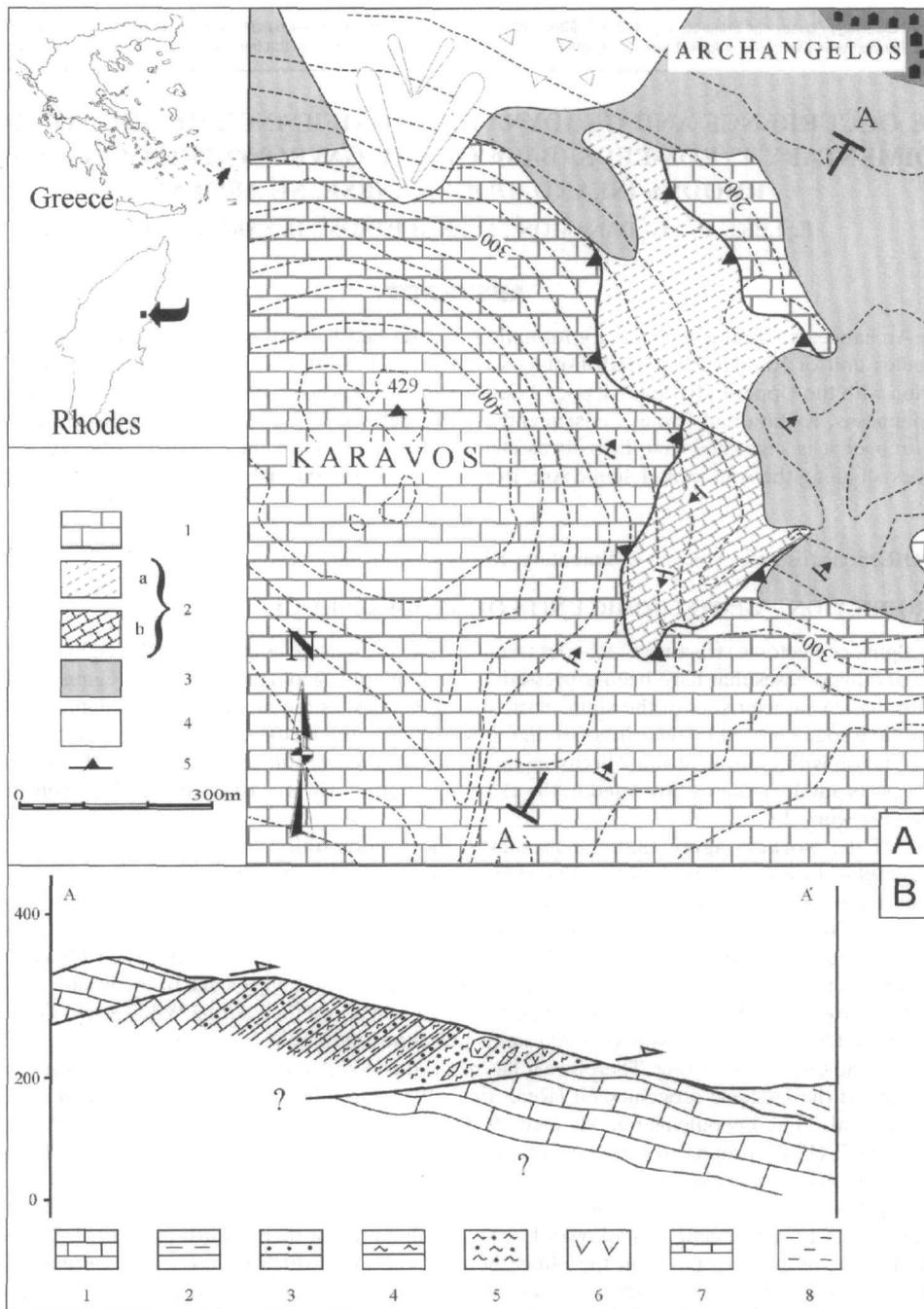


Fig. 1 A. Geological map of the area SW of Archangelos. 1. Archangelos unit neritic limestones, 2(a). Volcanoclastic sediments of "Tyros-beds" (formation 1 of the description of the profile), 2(b). Transitional beds from the volcanoclastic "Tyros-beds" to the platform carbonate sediments (formations 2-8 of the description of the profile), 3. Coastal deposits (Pleistocene), 4. Scree, 5. Tectonic contact.

B. Geological cross section A-A'. 1. Neritic limestones, 2. Pelites, 3. Sandstones, 4. Tuffites, 5. "Tyros-beds" volcanoclastic sediments, 6. Andesite and diabase bodies in the volcanoclastic sediments of "Tyros-beds", 7. Brecciated limestones of the transitional beds, 8. Coastal deposits (Pleistocene).

uppermost nappe of Rhodes island is composed of ophiolitic rocks (gabbros, diabases and serpentinites) which lay tectonically on top of the Profitis Ilias unit (Aubouin & Dercourt 1970, Leboulenger & Matesco 1975, Papanikolaou et al. 1995). On the contrary MUTTI et al. (1970) believe that the ophiolites are tectonically emplaced between the Archangelos unit below and the Profitis Ilias unit above. Aubouin & Dercourt (1970) ascribed the ophiolitic remnants of Rhodes to the "Subpelagonian Zone" while Papanikolaou et al. (1995) to the Pindos oceanic basin.

New data concerning the nature of the base of Archangelos unit lithostratigraphic column were collected recently from the area south of the homonymous village and may significantly improve our knowledge on the correlation of the various units of the island with the ones of mainland Greece and Crete.

2. THE "TYROS-BEDS" OF RHODES: GEOGRAPHIC AND TECTONIC POSITION

As mentioned above, the dominant hypothesis in the existing literature favors the correlation of the Archangelos unit with the Gavrovo – Tripolis unit of mainland Greece. The correlation between these two stratigraphically and tectonically similar units is strongly supported by the occurrence of a volcano-sedimentary sequence at the base of the platform of Archangelos unit, which is very similar to the Tyros-beds.

The Upper Paleozoic - Upper Triassic volcano-sedimentary formation at the base of the Gavrovo-Tripolis shallow platform has been recognized very early (Ktenas 1926) and repeatedly described since then (Brauer et al. 1980, Skarpelis 1982, Brauer 1983, Gerolymatos 1994, Dornsiepen & Manutsoglu 1996, and many others). The continuous transition from the volcano-clastic sediments of "Tyros-beds" to the Gavrovo-Tripolis platform has been already described at various places in Peloponnesus (Tataris & Maragoudakis 1967, Fytrolakis 1971, Lekkas & Papanikolaou 1978, Thiebault 1982) and Crete (Bonneau & Karakitsios 1979, Fytrolakis 1980). Danamos (1991, 1992) reports a tectonic relation between the underlying Tyros-beds and the overlying shallow water carbonates.

The occurrence of the volcano – sedimentary sequence, southwest of the Archangelos village, has been already found by Migliorini & Venzo (1934) and Mutti et al. (1970) but its paleogeographic position has remained obscure.

The stratigraphically lower horizons of the Archangelos unit, which contain the volcano-sedimentary formation, outcrop on the eastern slope of Mt. Karavos, 500-600m southwest of the Archangelos village, at the central eastern part of Rhodes island (Fig. 1). They are tectonically emplaced in-between calcareous sediments of the Archangelos neritic plateau and are partly covered transgressionally by Quaternary shore deposits (Fig. 2). The profile presented below has been described and studied along the road climbing the eastern slope of Mt. Karavos.

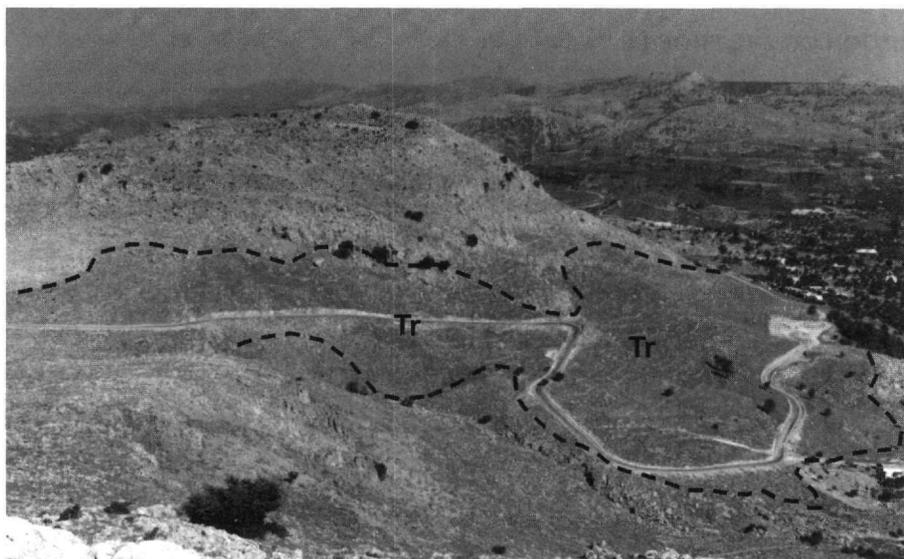


Fig. 2 Tyros-beds (Tr) outcrop in the Archangelos area. View from the east.



Fig. 3 Transitional beds between the volcanoclastic series and the carbonate sediments of the platform.

The strata of the sequence strike NW-SE and SW-wards with 40° - 70° (Fig. 3). They lay tectonically on white to pinkish, thick bedded or massive, micritic to microbrechique and dolomitic limestones of Archagellos unit. The age of the calcareous sediments remains unknown, since no fossils were found but at the base of their sedimentary character we ascribe them to Upper Triassic - Lower Middle Jurassic. The volcano-sedimentary formation itself is overlaid tectonically by white to pinkish 1-1,5m thick bedded microbrechique or endomicritic limestones, which contain angular and rounded limestone clasts and dip NE-wards. (Fig. 4).

3. DESCRIPTION OF THE PROFILE

The volcano-sedimentary formation near Archangelos village prevails the following litho-stratigraphy from the stratigraphical lower to the higher levels.

- The stratigraphically lower horizons are composed of alternations of pelites and tuffs with rare intercalations of sandstone and limestone horizons. Green and rosa layers or rounded bodies of igneous rocks, as well as foliated and strongly altered pillow lavas, are usually observed within the clastic sediments. Quartz, plagioclast, green amphibole, chlorite and opaque minerals have been observed in thin sections from the volcanoclastic, tuff layers. Mineralogical analysis on thin sections from the lava layers and rounded bodies revealed andesitic to diabasic composition with diopside phenocrystals flowing within microlithic matrix composed of plagioclast, chlorite, epidote, calcite and opaque minerals. The sandstone and limestone horizons become more abundant towards the higher stratigraphical levels. The calcareous layers are endobioimicritic to bioclastic limestones and contain fragments of algae, echinoderms and corals. Their thickness does not exceed 40cm. The total thickness of this part of the sequence reaches 250-300m (Fig. 5).
- Upwards follows a 4-5m thick sequence of yellowish sandstones and pelites within which greenish tuffs and gray, brechique to microbrechique limestone beds of 10-12cm thickness are intercalated. The limestones become thicker (up to 40-50cm) upwards and contain fragments of algae and echinus needles. Large calcareous clasts of up to 1,5m in diameter have been deposited within the clastic sediments.
- Alternations of thin green-gray pelites and yellow-grayish limestones of 15m total thickness follow. The thickness of the limestone horizons increases towards the top of the sequence from 1-15cm to 10-30cm. They are microbrechique and contain fragments of corals and bryozoa, unilinear foraminifera, algae and crinoides (*Encrinurus liliiformis*) of Middle Triassic age. At the top of the sequence, a 30cm thick microbrechique to

bioclastic limestone horizon contains coral fragments, bryozoa, crinoides (*Encrinus liliiformis*), algae (*Diplopora sp.*), foraminifera and Echinus needles of Middle Triassic (Fig. 6).

- Thickness 30-32m. Limestones and pelites with rare intercalations of 20-40cm thick green tuffs and 12-15cm thick yellow sandstones. Two facies of limestone horizons have been observed within this sequence. The first one corresponds to gray micritic limestones of 1-6cm thickness, which contain Echinus needles. The second facies corresponds to brechiques bioclastic limestone horizons of 10-40cm thickness with some algae fragments and recrystallized coral fragments.
- Thickness 5m. Limestones with rare intercalations of green and yellow pelites. The thickness of the calcareous beds reaches 60cm.
- 1m thick green pelites and tuffs.
- Thickness 45m. Alternations of up to 1m thick limestone beds with up to 30-35cm thick pelites and yellow to green tuffaceous horizons with rare intercalations of sandstones. The brechique limestone layers contain big fragments of crinoides (*Encrinus liliiformis*), recrystallized algae fragments, (*Diplopora sp.*), rounded and angular micritic pebbles and bryozoa. Their age is Middle Triassic.
- Thickness 10m. Alternations of 5-25cm thick limestone beds and 5-10cm thick pelitic horizons. The micritic facies become more rare.

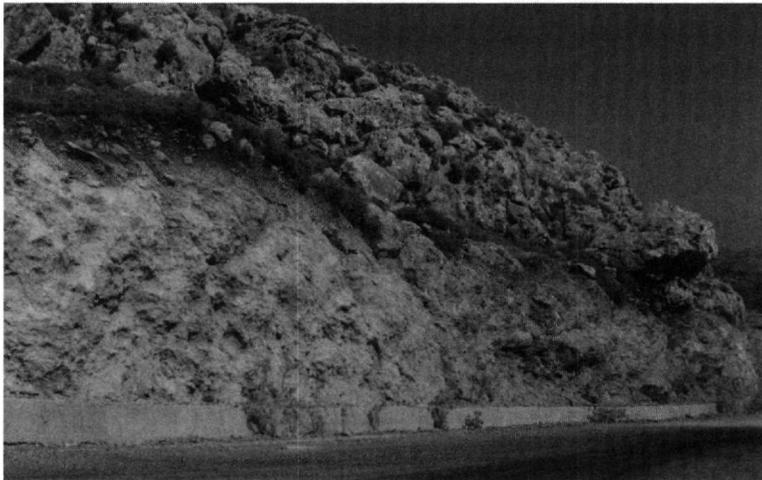


Fig. 4 Tectonic displacement of the carbonate sediments over the volcanoclastic Tyros-beds.



Fig. 5 Andesite and diabase bodies in the pelites and tuffs of the volcanoclastic series.

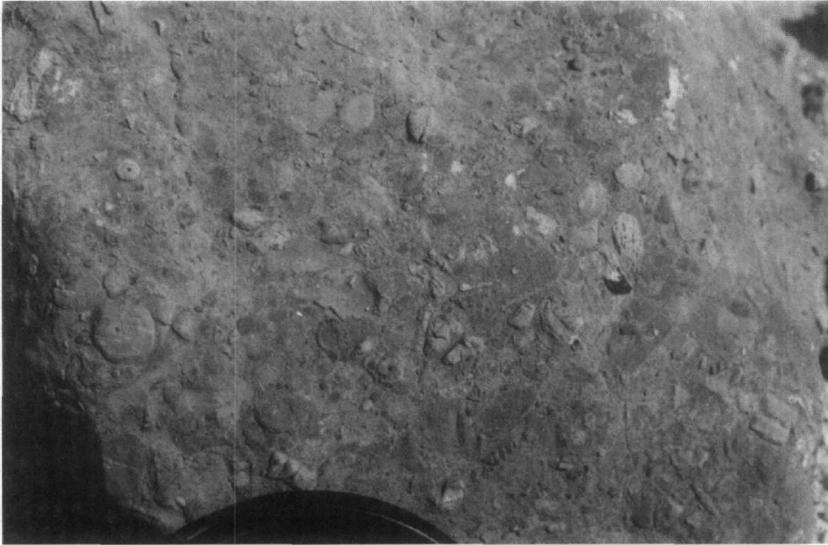


Fig. 6 Brecciated, bioclastic limestones with sections of *Encrinus liliiformis* (Middle Triassic).

4. CONCLUSIONS – DISCUSSION

The proposed equivalence of Archangelos volcano-sedimentary formation of Rhodes island to the Upper Paleozoic – Upper Triassic Tyros-beds, which are known from many places of Peloponnesus, Kythira island and Crete, provides significant new aspects for the geological structure of Rhodes island. The presence of the Tyros-like formation at the base of Archangelos unit, the Eocene age of the uppermost carbonate horizons of the unit below the flysch and the structural position of the unit below the Profitis Ilias (Pindos) nappe, support strongly the correlation between Archangelos and Gavrovo – Tripolis units.

Moreover the equivalence between Archangelos volcano-sedimentary formation and Tyros-beds indicates that the latter constitutes a basic characteristic of the entire palaeogeographic area of the external carbonate platform of Hellenides, from Peloponnesus through Kythira and Crete to Rhodes, before the onset of the neritic sedimentation in Middle - Upper Triassic.

The deposition of clastic sediments, accompanied by andesitic volcanism with lava flows and tuff layers, predates the onset of the shallow marine calcareous sedimentation of the Gavrovo-Tripolis unit and is present throughout the entire paleogeographic area of the unit. It is noteworthy that the sedimentary facies and the lithological characteristics of the Upper Paleozoic – Upper Triassic volcano-sedimentary Tyros-beds formation remain more or less constant all along the southern Hellenic Arc.

The origin of the volcanic rocks that accompany the clastic sediments is enigmatic. Until now two aspects have been proposed: The first aspect correlates these volcanic rocks with a subduction zone (Panagos et al. 1979, Pe-Piper & Kotopouli 1981, Skarpelis 1982, Gerolymatos 1994, Dornsiepen & Manutsoglu 1996). The second one correlates them with a drifting of a continental terrain away from the former Gondwana continent (Thiebault 1982, Thiebault et al. 1985).

REFERENCES

- AUBOUIN, J. & DERCOURT, J. 1970. Sur la geologie de l' Egee: regard sur le Dode-canese meridional (Kassos, Karpathos, Rhodes). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, (7), XII, p. 455-472.
- BONNEAU, M. & KARAKITSIOS V. 1979. Les niveaux inferieurs (Trias superieur) de la nappe de Tripolitza en Crete moyen (Grece) et leurs relations avec la nappe des Phyllades. *Problemes stratigraphiques, tectoniques et de metamorphisme. C.R.Acad. Sc. Paris*, (D), 288, 15-16.
- BRAUER, R. 1983. Das Praneogen im Raum Molaii-Talanta/SE-Lakonien (Peloponnes, Griechenland), *Frankfurter geowiss. Ard., Serie A, Bd., 284S.*, Frankfurt.
- BRAUER, R., ITTNER, R. & KOWAZCZYK, G. 1980. Ergebnisse aus der "Phyllite-Serie" SE-Lakoniens, *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.*, 3, 129-144, Stuttgart.

- DANAMOS, G. 1991. Presence of volcanosedimentary series of "Tyros beds" on Kythira island. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 25/1, 399-404.
- DANAMOS, G. 1992. Contribution to the geology and hydrogeology of the Kythira island, Greece. *Thesis*, 335p., Athens.
- DORNSIEPEN, U. & MANUTSOGLU, E. 1996. Die Vulkanite der Tyros-Schichten Kretas und des Peloponnes-oreogene Andesite ider anorogene Trapp-Basalte?, *Z. dt. Geol. Ges.*, 147/1, s. 101-123, Stuttgart.
- FYTROLAKIS, N. 1971. The Palaeozoic beds SE of Kalamata region. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 8/1, 70-81.
- FYTROLAKIS, N. 1980. The geological structure of the Crete island. Athens 1980, 146p.
- GEROLYMATOS, I. 1994. Metamorphose und tektonik der Phyllit_Quartzite-Serie und der Tyros-Schichten auf dem Peloponnes und Kythira. *Berliner geowiss. Abh. (A)*, 164, 101 s., Berlin.
- HARBURY, N. & HALL, R. 1988. Mesozoic extensional history of the southern Tethyan continental margin in the SE Aegean. *J. Geol. Soc., London*, 145, 283-301.
- KTENAS, K.A. 1926. Formations primaires semimetamorphique au Peloponnesus central. *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, 24, 61-63, Paris.
- LEBOULENGER, P. & MATESCO, S. 1975. Contribution a l' etude geologique de l' arc egeen: l' ile de Rhodes. *Theses 3e cycle*, Universite P. et M. Curie, Paris.
- LEKKAS, S. & PAPANIKOLAOU, D. 1978. On the phyllite problem in Peloponnesus. *Ann. Geol. Pays Hell.*, 29/1, 395-410.
- LEKKAS, E., PAPANIKOLAOU, D. & SAKELLARIOU D. 2000. Neotectonic map of Greece, 1:100.000 scale: Rhodes sheet. European Center on Prevention and Forecasting of Earthquakes, Earthquake Planning and Protection Organization.
- MIGLIORINI, C. & VENZO, S. 1934. Il Ladinico superiore dell' Isola di Rodi (Egeo). *Palaeont. Ital.*, 34, p. 137-170, 1 pl., 2 figs, Siena.
- MUTTI, E., OROMBELLI, G. & POZZI, R. 1970. Geological Studies of the Dodecanese Islands (Aegean Sea). Geological map of the Island of Rhodes and Explanatory Notes. *Ann. Geol. des Pays Helleniques*, 22, p. 77-226.
- OROMBELLI, G. & POZZI, R. 1967. Studi geologici sulle isola del Dodecaneso (Mare Egeo). V-II Mesozoico nell' isola di Rodi (Grecia). *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, 73, 409-536.
- PANAGOS, A., PE, G., PIPER, D., KOTOPOULI, C. 1979. Age and stratigraphic subdivision of the phyllite series, Krokee region, Peloponnese, Greece. *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.*, 3, 181-190, Stuttgart.
- PAPANIKOLAOU, D., LEKKAS E. & SAKELLARIOU D. 1995. Tectonic units and terrane analysis in Rhodes and adjacent Dodekanese islands, Greece. *XV Congr. Carpatho-Balkan Geol. Assoc.*, Symp. Tectonostratigraphic Terranes in CB Region, Athens, September 17-20, 1995, Abstracts, p. 20
- PE-PIPER, G. & KOTOPOULI, C. 1981. Very low grade metamorphism of Triassic volcanics, West Hellenic nappes, southern Peloponnese, Greece. Summary, *Bull. Soc. Geol. Am.*, Part I, 92, 914-916.
- POZZI, R. & OROMBELLI, G. 1965. Studi geologici sulle isole del Dodecaneso (Mare Egeo). Sull' eta cenomaniana dei Calcari di Lindo (Isola di Rodi, Grecia). *Rend. Acc. Naz. Lincei*, 8, 38, 897-901.
- RENZ, C. 1929. Geologische Untersuchungen auf den Inseln Cypem und Rhodes. *Prakt. Acad. Athenes*, 4, p. 301-314, Athenes.
- RENZ, C. 1955. Dia vorneogene Stratigraphie der normalsedimentaren Formationen Griechenlands. *Inst. Geol. Subsurf. Res.*, 637p, Athen.
- SKARPELIS, N. 1982. Metallogeny of massive sulfides and petrology of the external metamorphic belt of Hellenides (SE Peloponnesus). *Diss. Univ. Athens*, 149p., Athens.
- TATARIS, A. & MARAGOUidakis, N. 1967. On the stratigraphy of Triassic and Jurassic of the Tripolis zone at Kynouria (Peloponnes). *Bull. Geol. Soc. Greece*, 6/2, 353-364.
- THIEBAULT, F. 1982. Evolution geodynamique des Hellenides externes en Peloponnese meridional (Grece). *Soc. Geol. Nord*, 6, 574p.
- THIEBAULT, F., LALLEMANT, S., LYBERIS, N. & ZANINETTI, L. 1985. Precisions stratigraphiques, structurales et metamorphiques sur les nappes des Phyllades et de Gavrovo-Tripolitza dans la region de Krokee (Peloponnese meridional, Grece). Consequences sur l' interpretation du volcanisme "andesitique" triasique. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 300, Serie II, 13, 625-630.

GEOCHRONOLOGICAL AND STRUCTURAL INVESTIGATIONS OF THE NORTHERN PELAGONIAN CRYSTALLINE ZONE. CONSTRAINTS FROM K/AR AND ZIRCON AND APATITE FISSION TRACK DATING.

T. MOST¹, W. FRISCH¹, I. DUNKL¹, B. KADOSA², B. BOEV³, A. AVGERINAS⁴, A. KILIAS⁴

ABSTRACT

The northern part of the Pelagonian Zone experienced a polyphase deformation and metamorphism. Four groups of K/Ar biotite and white mica ages document (I) Hercynian emplacement of plutonic rocks, (II) Eohellenic nappe stacking associated with penetrative deformation / recrystallisation, (III) a Paleocene event in the Mesozoic cover rocks in Greece and (IV) a westward movement of West Pelagonian nappes during Eocene to Oligocene time. First zircon/apatite fission track ages clustering around 70 Ma and 45 to 30 Ma.

KEY WORDS: Central Pelagonian Zone, West Pelagonian Zone, Hercynian orogeny, Alpine orogeny, Eohellenic nappe stacking, K/Ar chronology, fission track dating

1.) GEOLOGIC SETTING AND FRAMEWORK

The northern Pelagonian crystalline is part of NNW–SSE trending Pelagonian Zone which extends from Skopje to northern Evvia covering a ca. 420 km long and ca. 60 km wide area (Fig. 1A). The most part of the crystalline massif represents Mesozoic metaclastic and metacarbonatic sequence but also contains Hercynian relics (PAPANIKOLAOU et al., 1982; PAPANIKOLAOU & STOJANOV, 1983).

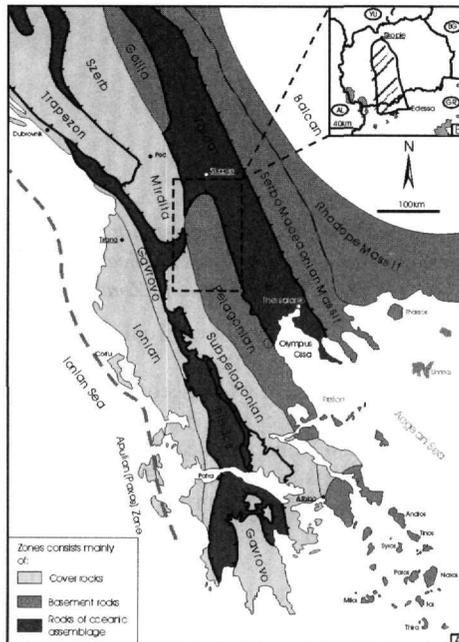
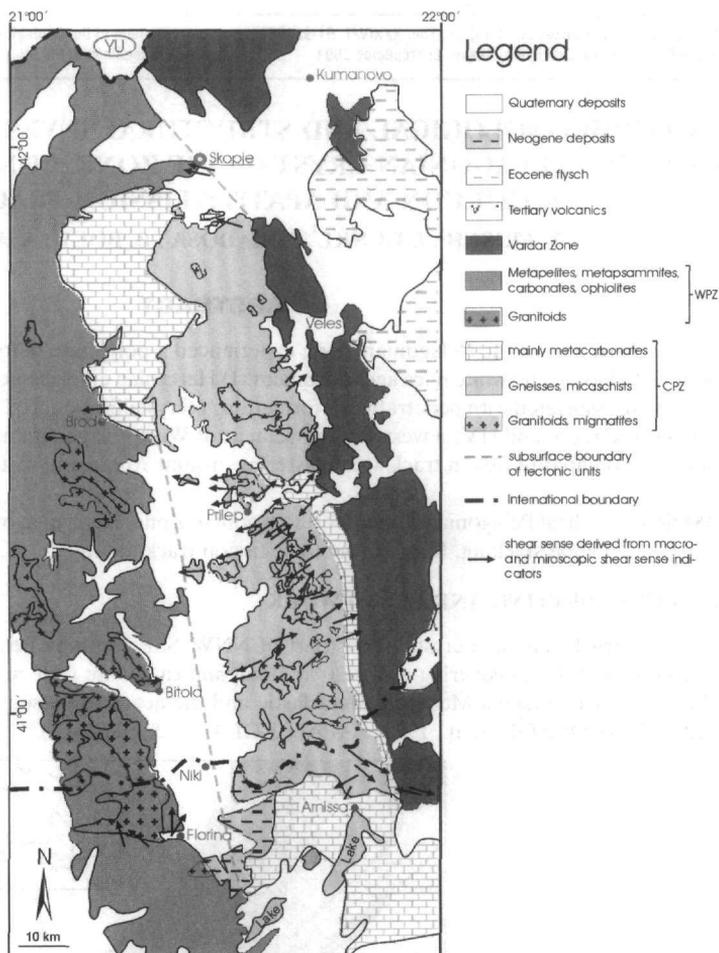


Fig. 1A: Geological sketch map of major tectonic units in the Dinaridic - Hellenic realm compiled from AUBOUIN, 1973; 1B: Geographic position of the study area (hatched area)

1. Institute of Geology, University, D-72706 Tübingen; email: thomas.most@uni-tuebingen.de
2. Institute of Nuclear Research, H-4026 Debrecen
3. Faculty of Mining and Geochemistry, University, MK-91000 Skopje
4. Institute of Geology, University, GR-54006 Thessaloniki



[Fig. 2: Simplified geological sketch map of the Pelagonian crystalline zone and adjacent units. Arrows indicate sense of shear derived from macro-/microscopic shear sense indicators. CPZ = Central Pelagonian Zone; WPZ = West Pelagonian Zone]

Tectonic windows within the Pelagonian Zone are known from the Olympus area and from the south. The geographic position of the study area is shown in Fig. 1B.

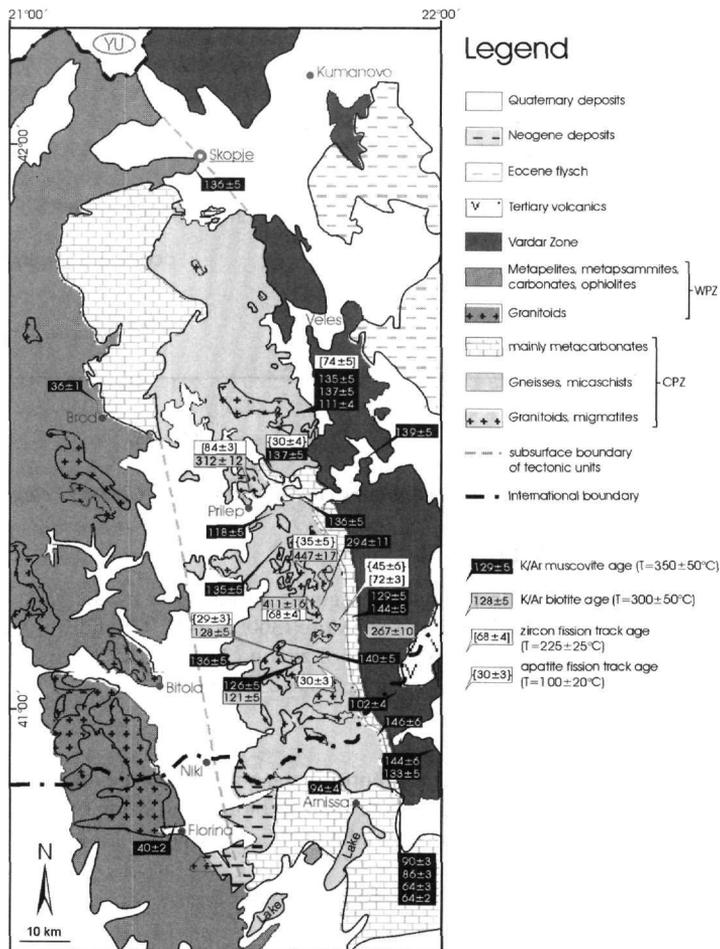
For the southern part of the Pelagonian Zone Early Cretaceous nappe stacking a Tertiary extensional phase is proven by numerous authors (e.g., SCHERMER et al., 1990; WALCOTT, 1998; LIPS et al., 1998, 1999).

From the northern part of the Pelagonian Zone practically no modern structural geological, petrological and thermochronological data are available. First petrogenetic characteristics of the rocks and some structural data have been presented by KOSSMAT, 1924; MEDWENITSCH, 1956; JANCEV et al., 1977 and DUMURDZANOV, 1985. An unspecified K/Ar age of 800-1000 Ma for a Pelagonian granite had been presented by DELEON, 1966.

The aim of this paper is to present new K/Ar-, and preliminary zircon and apatite fission track data.

2.) PETROLOGY

Following the framework of KOSSMAT, 1924; MEDWENITSCH, 1956; ARSOVSKI et al., 1977 and JANCEV, 1977 the Central Pelagonian Zone (CPZ, Fig.2) can be separated into two different units. The lower (central part) consists of gneisses, micaschists, granitoids, amphibolites and migmatites, while the upper part comprises a mixed series of micaschists, gneisses and marbles. The metamorphic gradient increases from greenschist facies (quartz + plagioclase + garnet + biotite + white mica + chlorite + epidote ± actinolite ±



[Fig. 3: Distribution of K/Ar- biotite and white mica, zircon and apatite fission track ages; CPZ = Central Pelagonian Zone; WPZ = West Pelagonian Zone]

chloritoid) conditions at the margin of the Central Pelagonian crystalline to amphibolite facies (quartz + plagioclase + kyanite + staurolite + white mica + biotite) conditions in the central part. The high pressure / low temperature paragenesis of crossite + epidote + white mica + albite + quartz represents a metamorphic event under blueschist facies conditions at the northern margin of the Pelagonian Zone (Mt. Vodno near Skopje).

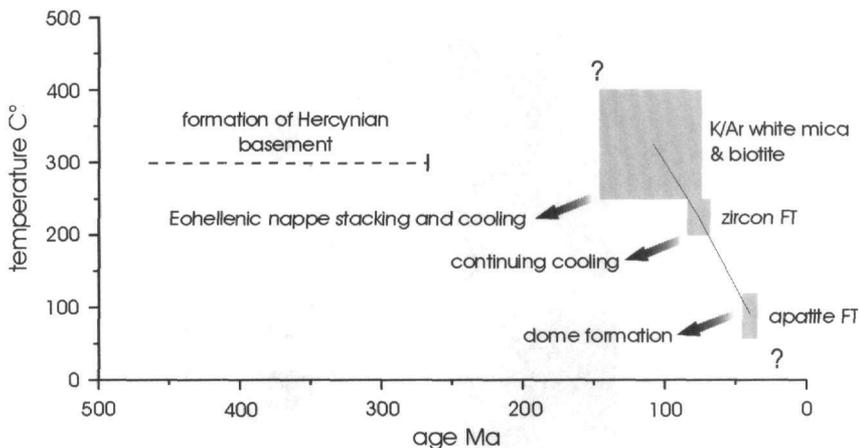
3.) STRUCTURAL GEOLOGY

First macro- and microscopic structural investigations document a polyphase deformation history of the Central Pelagonian Zone and the adjacent tectonic units of the Vardar- and West Pelagonian Zone.

Regarding to the current investigations in this paper only a brief summary of the tectonic features of the Central Pelagonian Zone is given below.

The dominating fabric element is a penetrative foliation affecting all metamorphosed Pelagonian rocks, whereas the granitoids are only deformed along their margins. The foliation is associated with isoclinal folding and dips slightly to eastern directions in the east and to western directions in the west, while the central part is characterised by both dip directions. Wide to open folds and a crenulation cleavage document a later phase. The latest, brittle deformation stage is represented by cataclastic shear zones and pseudotachylites.

Macro- and microscopic shear sense indicators show NE directed movement in the E and W-SW directed transport in the western part of the Central Pelagonian Zone (Fig. 2).



[Fig. 4: Preliminary cooling path of the Central Pelagonian Zone]

4.) THERMOCHRONOLOGICAL DATA

Geological processes in the ductile regime can be dated by the K/Ar method according to the blocking temperatures of the isotopic system for biotite ($300^{\circ}\text{C} \pm 50^{\circ}\text{C}$) and white mica ($350^{\circ}\text{C} \pm 50^{\circ}\text{C}$) (PURDY & JÄGER, 1976). The closure temperatures of zircon ($225^{\circ}\text{C} \pm 25^{\circ}\text{C}$) and apatite ($100^{\circ}\text{C} \pm 20^{\circ}\text{C}$) are used to date processes within the brittle, low temperature regime.

4.1) K/Ar data

More than 30 samples from the Central Pelagonian, West Pelagonian and the Vardar Zone (Fig. 3) have been dated by the K/Ar technique. More than 40 biotite and white mica mineral concentrates have been separated by crushing, sieving and density and magnetic separation.

Five groups of mica ages could be differentiated:

- (I) The first group comprises ages from biotite and white mica derived from unfoliated granitoids and amphibolites of the Central Pelagonian Zone. They range from 447 ± 17 Ma to 267 ± 10 Ma (Fig. 3) and show that relics of a Hercynian basement are present.
- (IIa) Eohellenic ages between 148 ± 6 Ma and 111 ± 4 Ma of the second group representing Late Jurassic to Early Cretaceous nappe stacking associated with the development of the dominating fabrics and structures in the rocks of the Central Pelagonian Zone. All micas of this group have been separated from strongly foliated paragneisses, orthogneisses (foliated granites), micaschists, cipollinos and blueschists.
- (IIb) Three K/Ar ages between 102 ± 4 Ma and 86 ± 3 Ma derived from micaschists and gneisses from the southern part (Kaimacalan), overlain by mesozoic cover rocks and micaschists of the Vardar Zone (Fig. 3).
- (III) Tertiary white mica ages around 64 Ma were obtained from rocks of the Mesozoic sequence (Fig. 3) from the SE part of the study area.
- (IV) Westward movement along mylonitic shear zones in the western part of the study area (near Brod and Florina (Fig. 3)) is documented by Upper Eocene to Lower Oligocene K/Ar white mica fabric ages (40 ± 2 Ma and 36 ± 1 Ma).

4.2) Preliminary zircon and apatite fission track data

Until now 4 zircon and 5 apatite samples have been dated using the external detector method and the zeta calibration approach.

Zircons from the central part of the Central Pelagonian Zone yield ages between 84 ± 3 Ma and 68 ± 4 Ma (Fig. 3). These ages indicate cooling after the Eohellenic tectonometamorphic cycle and lack of Cenozoic resetting.

The apatite fission track ages are systematically younger than the zircon ages and range around 30 Ma in the central part of the CPZ. An age of 45 Ma was obtained near its eastern margin (Fig. 3).

5.) CONCLUSIONS

According to our ongoing investigations the following cooling path (Fig. 4) of the Eohellenic orogeny can be drawn from the data presented above. Further investigations are in progress and will be presented later. We suggest that the divergent displacements along shear zones are related to the Eocene-Oligocene formation of a metamorphic dome, which is responsible for the present structure of the Pelagonian Zone in the study area.

6.) REFERENCES

- ARSOVSKI, M.; DUMURDZANOV, N.; HRISTOV, S.; IVANOV, T.; IVANOVA, V.; PETKOVSKI, P. & STOJANOV, R. (1977): Correlation of the Pre-Cambrian complexes of the Pelagonian Massif, Vardar Zone and Serbo-Macedonian massif. - Proceedings of the Colloquium on the Geology of the Aegean Region, 6/2: 549-557.
- AUBOUIN, J. (1973): Paleotectonique, tectonique, tarditectonique et neotectonique en Mediterranee moyenne; a la recherche d'un guide pour la comparaison des donnees de la geophysique et de la geologie. - Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences, Serie D: Sciences Naturelles. 276/4: 457-460. 1973.
- DELEON, G. (1966): translated title „Isotopic age of granitic rocks of Pelagonia and western Macedonia. - Ref. VI. Colloquium of Jugoslavian Geologists, Ohrid.
- DUMURDZANOV, N. (1985): Petrogenic characteristics of the high metamorphic and magmatic rocks of the central and western part of Selecka Mountain, SR Macedonia,- Yugoslavia. - Geologica Macedonica, 2: 173-220, Stip.
- PURDY, J.W & JÄGER, E. (1976): K/Ar ages on rock forming minerals from the Central Alps. - Mem. Inst. Geol. Min. Univ. Padova, 30: 1-31.
- JANCEV, S (1977): The Geological and petrological composition of the "Mixed Series" in the Pre-Cambrian complex of the Pelagonian Massif at the upper Babuna River, Macedonia. - Proceedings of the Colloquium on the Geology of the Aegean Region, 6/1: 261-267.
- KOSSMAT, F. (1924): Die Kriegsschauplätze 1914-1918 geologisch dargestellt: Geologie der zentralen Balkanhalbinsel. - Brontraeger Verlag, 198 S., Berlin.
- LIPS, A.L.W.; WHITE, S.H. & WIJBRANS, J.R. (1998): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laserprobe direct dating of discrete deformational events: a continuous record of early Alpine tectonics in the Pelagonian Zone, NW Aegean area, Greece. - Tectonophys., 298: 133-153.
- LIPS, A.L.W.; WHITE, S.H. & WIJBRANS, J.R. (1999): New insights from $^{49}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laserprobe dating of white mica fabrics from the Pelion Massif, Pelagonian Zone, Internal Hellenides, Greece: implications for the timing of metamorphic episodes and tectonic events in the Aegean region. GSA Spec. Pub., 156: 457-474.
- MEDWENITSCH, W. (1956): Zur Geologie Vardarisch-Makedoniens (Jugoslawien), zum Problem der Pelagoniden. - S. Ber. Österr. Ak. Wsch, Math-Naturw. Kl, Abt. I, 165/1-10: 397-473, Wien.
- PAPANIKOLAOU, D.J.; SASSI, F.P. & SKARPELIS, N. (1982): Outlines of pre-Alpine metamorphisms in Greece. - Ann. Geol. des Pays Hellen., 31: 16-32.
- PAPANIKOLAOU, D.J. & STOJANOV, R. (1983): Geological correlations between the Creek and Yugoslav parts of the Pelagonian metamorphic belt. - In: SASSI & SZEDERKENYI (eds.), IGCP Proj. 5 - Newsletter, 5: 146-152.
- SCHERMER, E.R.; LUX, D.R. & BURCHFIEL, B.C. (1990): Temperature-Time History of Subducted Continental Crust, Mt. Olympus Region, Greece. - Tectonics, 9/5: 1165-1195.
- WALCOTT, C.R. (1998): The Alpine evolution of Thessaly (NW Greece) and late Tertiary Aegean kinematics. - Geologica Ultraiectina, 162, 176 S., Utrecht.

PRE-TERTIARY BLUESCHIST FACIES METAMORPHISM IN THE HELLENIDES EVIDENCED BY DETRITAL BLUE AMPHIBOLES IN THE PALEOCENE FLYSCH OF THE OTHRYS MOUNTAIN

K. PETRAKAKIS¹, P. FAUPL², G. MIGIROS³, A. PAVLOPOULOS³

ABSTRACT

Analyses of detrital blue amphiboles from Paleocene flysch deposits of the western Othrys Mountain show a narrow compositional variability and are comparable with published analyses from the Cycladic Islands. In contrast, analyses from Pelagonian blueschists (Olympos, Ossa, Ambelakia) show a wide compositional variation that is rather due to the lithological variability of their parental rocks and incomplete overprinting by blueschist facies metamorphism. Combined with published evidence, the above features exclude the Pelagonian rocks from being the potential source of the detrital blue amphiboles. The latter were derived from a source with "Cycladic" affinities that (1) presently is not exposed, but may have been covered tectonically during the Tertiary and (2) has been already exposed to erosion in response to subduction at the Pindos oceanic realm at the active external Pelagonian margin during Maastrichtian/Paleocene times. The data demonstrate that blueschist facies metamorphism in the Hellenides started at Pre-Tertiary times.

KEY WORDS: Hellenides, Pelagonian Zone, Othrys Mountain, Paleocene, flysch deposits, detrital blue amphiboles, "Cycladic" provenance.

1. INTRODUCTION

Blueschist facies metamorphic (HP/LT) rocks occur in many tectono-metamorphic units of the Hellenides (the internal Peri-Rhodopian zone, the Paikon unit of the Vardar-Axios zone and Pelagonian zone; the Cycladic Blueschist Belt; the external Phyllite-Quartzite Series). Widespread blueschist occurrences are restricted, however, to the Olympos and Ossa tectonic windows, the Pilion peninsula, southern Evia, the Cycladic islands and Samos island, and the Phyllite-Quartzite Series in Peloponnes and Crete.

Despite of pre-Tertiary ages that have been suggested long time ago (Maluski et al., 1981), radiometric determinations from Cycladic rocks (59-35 Ma; see Avigad & Garfunkel 1991) and from the external Hellenides (35-16 Ma; Seidel et al. 1982) have coined the idea in the last two decades that blueschist facies metamorphism in the Hellenides was of Tertiary age.

However, support for a pre-Tertiary onset of HP/LT metamorphism based on tectonostratigraphic and/or radiometric dating has been reported for the Paikon unit (Baroz et al., 1987), Evia (Bavay et al., 1980; Maluski et al., 1981), the Pilion peninsula (Jacobshagen & Wallbrecher 1984), the Olympos and Ossa tectonic windows (Schermer et al., 1990), Ambelakia unit (Lips et al., 1998), the Peri-Rhodopian Zone (Michard et al., 1994), and, recently, Syros and Tinos islands (Brøcker & Enders, 1999). These results demonstrate clearly, that HP/LT metamorphism was accompanied by intense tectonic activity within the Hellenides during the Cretaceous.

A pre-Tertiary age for the onset of HP/LT metamorphism is also supported by the occurrence of detrital blue amphiboles in Early Tertiary flysch formations in the Ionian and Pindos zones and in the western Othrys Mountain (Faupl et al., 1996, 1999). In the latter case, detrital blue amphiboles were found within Paleocene flysch deposits that lie over karstified, occasionally strongly eroded Upper Maastrichtian limestones (Richter et al., 1996a). This observation indicates that at Paleocene times some blueschist terrains were already exposed to erosion.

The present work tries to reveal the potential provenance of the detrital blue amphiboles in the Paleocene flysch deposits of the western Othrys Mountain by comparison of their chemistry with published amphibole analyses from blueschist terrains of the Hellenides. Palaeogeographic and palaeotectonic implications are discussed.

1. Institute of Petrology, University of Vienna, Althanstraße 14, A-1090 Vienna, Austria. E-mail: Konstantin.Petrakakis@univie.ac.at

2. Institute of Geology, University of Vienna, Althanstraße 14, A-1090 Vienna, Austria. E-mail: Peter.Faupl@univie.ac.at

3. Laboratory of Mineralogy-Geology, Agricultural University, Iera Odos 75, GR-11855 Athens, Greece.

2. GEOLOGICAL FRAMEWORK AND SAMPLING

The Pelagonian Zone s. l. has been subdivided into an unmetamorphosed western (Subpelagonian Zone) and a metamorphosed eastern part (Pelagonian Zone s.s.). The western and central Othrys Mountain belongs to the Subpelagonian Zone. Palaeogeographically, the Pelagonian Zone is considered to have been a micro-continental fragment bounded at its internal and external margins by the Vardar and Pindos oceans, respectively. It exhibits a complex nappe structure due to repeated thrusting and ophiolite obduction from both oceanic realms during Mid-Jurassic to early Tertiary times. This tectonic activity took place in response to subduction and ocean closure at either active side of the Pelagonian Zone that was accompanied by the formation of ophiolites, blueschist belts and final flysch deposition.

The Pelagonian Zone consists of a pre-Mid-Carboniferous metamorphic basement that is unconformably overlain by clastic Late Carboniferous-Permian sediments. The latter are transgressively overlain by a Lower Triassic volcano-sedimentary formation and a thick succession of Middle Triassic-Jurassic platform and intra-platform and marginal carbonate successions. During the Late Jurassic and Early Cretaceous, higher tectonic units, such as the Maliac nappes (basal units of the Othrys Ophiolite Complex that form the western and some parts of the central Othrys) and the Eohellenic Ophiolitic Nappe were thrust over the Pelagonian successions. After a period of extensive erosion, shallow-water limestones were deposited during the Upper Cretaceous. Generally, these limestones passed gradually into pelagic limestones and flysch sediments. However, in the western Othrys region Early Paleocene flysch deposition took place over karstified Upper Cretaceous limestones.

The heavy mineral sample was taken in a section along the road from Thavmakos to Domokos at position N 39° 08' 16", E 022° 16' 35" (Faupl et al. 1999). It belongs to the Paleocene flysch sediments of the western Othrys. There, the heavy mineral fraction is garnet-dominated (>70%), containing less than 10% of the zircon-tourmaline-rutile-apatite association as well as very minor amounts of ophiolite-derived chrome spinel. Minor amounts (<10%) of blue amphiboles were observed frequently.

3. ANALYTICAL AND CALCULATION PROCEDURES

Thirty-three detrital amphibole grains were analysed with a Cameca SX100 at the Institute of Petrology, University of Vienna. As analytical uncertainty is periodically checked to be better than 0.5% (1s) for major and minor oxides, the observed overall uncertainty (Tab. 1) is rather due to grain inhomogeneity (e.g. zoning) and varying bulk composition of the parent rocks.

Table 1: Compositional variability of detrital blue amphiboles from the Paleocene flysch deposits of the western Othrys Mountain.

Wt-%	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
Mean of 41	57.61	0.08	11.36	0.03	11.11	0.04	9.4	0.31	7.31	0.01	97.27
Std. Dev.	0.95	0.06	1.12	0.02	2.54	0.04	1.46	0.16	0.16	0.01	

For a successful discrimination of the source of the detrital blue amphiboles, measured and published analyses (a) were checked to fulfil the quality criteria for amphiboles described by Schumacher in Leake et al. (1997) and (b) were plotted into many diagrams like that of Fig. 1 by using the same model for formula recalculation. "Passed" analyses did not violate stoichiometric constrains for the maximum Fe³⁺-models "Sum of cations-Ca-Na-K=13" or "Sum of cations-K=15".

Factors controlling the chemical composition of blue amphiboles are P, T, X_{Fluid}, f_{O₂} and bulk rock composition X_R. Fluids were excluded from consideration because ordinary microprobe analysis lacks fluid components. Regional differences in P-T-f_{O₂} and X_R are reflected in the amount of glaucophane, riebeckite, edenite and various Tschermaks-type substitutions. Various plots using the amounts of these exchange components may be useful for depicting the possible provenance of the detrital blue amphiboles.

Figure 1 shows two representative plots that depict the variation of exchange components among published analyses and measured analyses of the detrital grains. For each potential blue amphibole source as well as for the detrital blue amphiboles unique metamorphic conditions are assumed. Therefore, the variation shown for each potential source as well as for the detrital grains reflects the combined effects of analytical uncertainty, variation of bulk rock composition (i.e., different samples from the same source-region) and degree of chemical

early greenschist facies assemblages that still persist as relics in blue amphiboles. Such incomplete overprinting relations are indicated also for glaucophanites of the Ambelakia unit that often contain porphyroclasts of (magmatic?) perthites and relics of calcic clinopyroxenes replaced partly by crossite (Tsangalidis, 1990). The Samos blue amphibole analyses were derived from variably overprinted metagabbros that may still contain magmatic relics. These observations suggest that the HP/LT overprint was rather incomplete for each rock and/or for each amphibole grain. Thus, the large variability shown in the plots of Fig. 1 for Pelagonian rocks of the Olympos and Ossa blue amphiboles is best explained by (a) the widely varying bulk composition of the Pelagonian rocks and (b) their incomplete overprinting relations.

In contrast to this "Pelagonian" behaviour, the narrow variation of the detrital blue amphiboles suggests that the source rocks were rather more similar in terms of bulk composition; they were also better equilibrated and not strongly affected by retrograde processes and/or incomplete overprinting of earlier greenschist facies assemblages. In accordance with the references given in Fig. 1, these attributes may be assigned also to the Cycladic potential sources. Notably, the detrital blue amphiboles overlap with Cycladic potential sources; they do not overlap with blue amphiboles of the Ambelakia unit, which, in contrast to the Pelagonian sources, show a narrow compositional variation.

However, the compositional similarity of the detrital blue amphiboles with those from the Cycladic Islands does not necessarily imply that the former were derived directly from any of these islands. It suggests that the source rocks were "Cycladic" (i.e. exhibiting the paragenetic, textural and chemical features matching the rocks of Cycladic Islands), rather than Pelagonian. The exclusion of a Pelagonian source agrees well with numerous observations that the Pelagonian rocks in the Olympos-Ossa-Pilion region underwent incomplete recrystallization under HP/LT conditions as early as the Lutetian. Derycke & Godfrieux (1979) reported, for example, that Upper Cretaceous to Mid Eocene limestones and flysch successions in the Olympos region were affected by HP/LT metamorphism. Wallbrecher (1983) noted that rocks of the transgressive Upper Cretaceous and of the overlying early Tertiary ophiolite nappes of the southern Pilion peninsula and Sporades islands contain blue amphiboles. Schermer et al. (1990) pointed out that thrusting of the stacked Pelagonian (Pierien and Infrapierien units) and Ambelakia units over the autochthonous Olympos carbonates took place under still prevailing HP/LT conditions in late Eocene times (40-36 Ma). Obviously, these Pelagonian rocks could not have been providing detrital blue amphiboles into the Paleocene flysch sediments of the western Othrys Mountain and, therefore, can be excluded as potential sources.

The "Cycladic" source of the detrital blue amphiboles is presently not exposed in the neighbourhood of the Othrys Mountain. However, it cannot be excluded that the detrital blue amphiboles were transported over large distances along orogen-parallel structures into the Paleocene flysch basin of the western Othrys Mountain. Irrespective of its exact palaeogeographic position, we suggest that this "Cycladic" blueschist source was located near the external (currently western) Pelagonian margin. Its formation may be ascribed to the subduction of the Pindos Ocean (Faupl et al. 1999). The detrital blue amphiboles in question demonstrate that HP/LT metamorphism was active at Pre-Tertiary times. This is consistent with the radiometric age determinations stated earlier.

5. CONCLUSIONS

As detrital blue amphiboles are frequent in the Paleocene flysch deposits of the western Othrys Mountain, but completely missing farther to the east of the Pelagonian Zone (Faupl et al. 1999), we suggest that the "Cycladic" blueschist source terrain was (1) located near the external (currently western) margin of the Pelagonian micro-continent, (2) formed and then tectonically exhumed in response to subduction of the Pindos Ocean and (3) the Cycladic blueschists, their northward continuation (southern Evia, Pilion peninsula and blueschist in the Ossa and Olympos tectonic windows) and the "Cycladic" source of the detrital blue amphiboles were "extruded" slices of HP/LT rocks from one or more orogenic wedges that were active during the Cretaceous (Grasemann et al., 1998). The "Cycladic" source is currently not exposed in the neighbourhood of the western Othrys Mountain because it either has been completely eroded or, most probably, tectonically covered during Tertiary tectonic activity. Thus, the current western tectonic boundary of the Pelagonian Zone should not be confused with the active, external margin of the Pelagonian micro-continent during the Cretaceous and Paleocene.

The occurrence of detrital blue amphiboles in the Paleocene flysch deposits of the western Othrys Mountain is consistent with the radiometric age determinations referred earlier; they demonstrate clearly, that HP/LT metamorphism in the "Cycladic" source terrain was active as late as the Maastrichtian. They also suggest that the earliest exhumation and erosion of "Cycladic" blueschists took place as late as the Maastrichtian/Paleocene. A lower age limit for exhumation and erosion of "Cycladic" blueschists is constrained by the absence of detrital blue amphiboles in the Turonian turbidites of the "First Pindos Flysch" (Faupl et al., 1998).

The detrital blue amphiboles in question, the Turonian turbidites of the “First Pindos Flysch” and the Lower Cretaceous and Turonian turbidites of the Beotian Trough (Richter et al., 1996b,c) demonstrate that during the Cretaceous the external margin of the Pelagonian micro-continent, as well as the adjacent external areas (Pindos and Beotian basins), were sites of “Cycladic”-type blueschist facies metamorphism, intense tectonic activity and blueschists exhumation in response to the subduction of the Pindos Ocean.

ACKNOWLEDGMENTS

The authorities of the University of Vienna and of the Agricultural University of Athens are acknowledged for financial support. Th. Ntaflou, Vienna, for providing a perfectly working microprobe and valuable analytical support. E. Mposkos and an anonymous reviewer are acknowledged for critical comments and discussions.

REFERENCES

- AVIGAD D & GARFUNKEL Z (1991) Uplift and exhumation of high-pressure metamorphic terrains: the example of the Cycladic blueschist belt (Aegean Sea). *Tectonophysics* 86: 159-196
- AVIGAD D, MATTHEWS A, EVANS B, GARFUNKEL Z (1992) Cooling during the exhumation of a blueschist terrane, Sifnos (Cyclades), Greece. *Eur J Mineral* 4: 619-634
- BAROZ F, BEBIEN, J, IKENNE M (1987) An example of high-pressure low-temperature metamorphic rocks from an island-arc: the Paikon Series (Innermost Hellenides, Greece). *J Metamorphic Geol* 5: 509-527
- BAVAY D, BAVAY P, MALUSKI H, VERGÉLY P, KATSIKATSOS G (1980) Datation par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de minéraux de métamorphismes de haute pression en Eubée de sud (Grèce) Corrélation avec les événements tectonométamorphiques des Hellenides internes. *C R Acad Sci Paris* 209: 1051-1054
- BRÖCKER M (1990) Die metamorphe vulkanosedimentäre Abfolge der Insel Tinos. *Geotekt Forsch* 74: 1-98
- BRÖCKER M, ENDERS M (1999) U-Pb zircon geochronology of unusual eclogite-facies rocks from Syros and Tinos (Cyclades, Greece). *Geol Mag* 136: 111-118
- DAVIS E N, DIETRICH V J (1986) Petrologie und Geochemie des Kristallins von Sikinos (Südliche Kykladen). *IGME, Inst Geol Geoph Res Special Issue* 47-71 Athens
- DAVIS E N, JUNG D (1979) Metamorphe Fazies und Geochemie der Glaukophangesteine von Pilion. *Proc Acad Athens* 53: 537-553 Athens
- DERYCKE J F, GODFRIAUX I (1979) A cross section in the Olympus area, Thessaly, Greece. *Proc VI Colloq Aegean Regions Athens 1977/1*: 353-354
- FAUPL P, PAVLOPOULOS A, WAGREICH M, MIGIROS G (1996) Pre-Tertiary blueschist terrains in the Hellenides: evidence from detrital minerals of flysch successions. *Terra Nova* 8: 186-190
- 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: 421-442
- FAUPL P, PAVLOPOULOS A, MIGIROS G (1999) The Palaeogene history of the Pelagonian Zone s.l. (Hellenides, Greece) Heavy mineral study from terrigenous flysch sediments. *Geologica Carpathica* 50: 449-458
- FRANZ L, OKRUSCH M (1992) Aragonite-bearing blueschists on Akri island, Dodecanese, Greece. *Eur J Mineral* 4: 527-537
- GRASEMANN B, RATSCHBACHER L, HACKER BR (1998) Exhumation of ultrahigh-pressure rocks : thermal boundary conditions and cooling history. In : Hacker BR, Liou JG (eds) When Continents Collide: Geodynamics and Geochemistry of Ultrahigh-Pressure Rocks. Kluwer Acad Press, pp 117-139
- JACOBSHAGEN V, WALLBRECHER E (1984) Pre-Neogene nappe structure and metamorphism of the Northern Sporades and the southern Pilion peninsula. In: Dixon J E, Robertson A H F (eds) *The geological evolution of the Eastern Mediterranean*. Blackwell Scientific Publications Oxford, pp 591-602
- LEAKE B E (chairman) et al (1997) Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Amer Mineral* 82: 1019-1037
- LIPS A L W, WHITE S H, WIJBRANS J R (1998) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laserprobe direct dating of discrete deformational events: a continuous record of early Alpine tectonics in the Pelagonian Zone, NW Aegean area, Greece. *Tectonophysics* 298: 133-153
- MALUSKI H, VERGÉLY P, BAVAY D, BAVAY PH, KATSIKATSOS G (1981) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of glaucophanes and phengites in southern Euboea (Greece) geodynamic implications. *Bull Soc Geol France* (VII) 23: 469-476
- MICHARD A, GOFFÉ B, LIATI A, MOUNTRAKIS D (1994) Découverte du faciès schiste bleu dans le nappes du Circum-Rhodope: un élément d' une ceinture HP-BT éohellénique en Grèce septentrionale? *CR Acad Sci*

- MIGIROS G (1983) Geological investigation of the area of Lower Olymp, Thessaly. *PhD Thesis, Geology Department, University of Patras* (in Greek)
- MPOSKOS E, PERDIKATSIS V (1984) Petrology of glaucophane metagabbros and related rocks from Samos, Aegean Island (Greece). *N Jb Miner Abh* 149: 43-63
- RICHTER D, M¹/⁴LLER C, RISCH H (1996a) Die Flysch-Zonen Griechenlands XI: Neue Daten zur Stratigraphie und Paläogeographie des Flysches und seiner Unterlage in der Pelagonischen Zone (Griechenland). *N Jb Geol Paläont Abh* 201: 327-366
- RICHTER D, M¹/⁴LLER C, MIHM A, RISCH H (1996b) Die Flysch-Zonen Griechenlands XII: Das Böotikum und seine Flysche im Bereich des Iti-Parnass-Elikon-Gebirges, des nordwestlichen Kallidromon-Gebirges und des südwestlichen Othrys-Gebirges (Mittelgriechenland). *N Jb Geol Paläont Abh* 201: 367-409
- RICHTER D, MIHM A, M¹/⁴LLER C (1996c) Die Flysch-Zonen Griechenlands XIV: Der Böotische Flysch im Gerania-Gebirge (Mittelgriechenland). *N Jb Geol Paläont Abh* 201 : 421-432
- RIDLEY J (1984) Evidence of a temperature-dependent 'blueschist' to 'eclogite' transformation in high-pressure metamorphism of metabasic rocks. *Jour Petrol* 25: 852-870
- RIDLEY J, DIXON J E (1984) Reaction pathways during the progressive deformation of a blueschist metabasite: the role of chemical disequilibrium and restricted range equilibrium. *Jour metamorphic Geol* 2: 115-128
- SCHERMER E R, LUX D R, BURCHFIEL B C (1990) Temperature-time history of subducted continental crust, Mount Olympos region, Greece. *Tectonics*, 9: 1165-1195
- SCHLIESTEDT M (1986) Eclogite-blueschist relationships as evidenced by mineral equilibria in high-pressure metabasic rocks of Sifnos (Cycladic Islands), Greece. *Jour Petrol* 27: 1437-1459
- SEIDEL E, KREUZER H, HARRE W (1982) A Late Oligocene/Early Miocene high-pressure belt in the external Hellenides. *Geol Jb* 23: 165-206
- THEYE T, SEIDEL E (1991) Petrology of low-grade high-pressure metapelites from the External Hellenides (Crete, Peloponnese) A case study with attention to sodic minerals. *Eur J Mineral* 3: 343-366
- TSANGALIDIS A K (1990) Petrologic study of the Ossa-Region, Thessaly. *PhD-Thesis Agricultural University of Athens*, pp 1-385 (in Greek)
- WALLBRECHER E (1983) Alpidischer Deckenbau und Metamorphose auf den Nord-Sporaden und auf der südlichen Pelion-Halbinsel (Thessalien, Griechenland). *Berliner geowiss Abh* 48: 99-116

STRATIGRAPHY AND GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE LAVRION AREA (ATTICA, GREECE).

A. PHOTIADES¹ & N. CARRAS¹

ABSTRACT

The geological mapping of the Lavrion area lead to a revision of the lithostratigraphic subdivision and the recognition of three superposed tectonic units. The lower unit, the so-called autochthonous system, consists of a Triassic – Jurassic metamorphic Pelagonian series, a disconformity related to the Eohellenic orogenic phase, and a Tithonian – Lower Cretaceous non-metamorphic transgressive cover. Upon the lower unit, the “phyllite” nappe lies (middle unit), having on the top some remnants of a non-metamorphic Pelagonian nappe (upper unit).

KEY WORDS: mapping, stratigraphy, transgression, autochthonous, allochthonous, internal Hellenides, Lavrion, Attica.

1. INTRODUCTION

The Lavrion area (or Lavreotiki peninsula) constitutes the northwestern part of the Attic-Cycladic Metamorphic Complex; it also belongs to the Median Metamorphic Belt of the Hellenides (Dórr *et al.*, 1978; Papanikolaou, 1984) and is built up of various alpine tectonic units (Papanikolaou, 1984; Katsikatsos *et al.*, 1986).

It is known that at the Lavreotiki peninsula and generally in the central and south Attica (Fig.1) a lower metamorphic system, relatively autochthonous, crops out (Kober, 1929; Marinos & Petrascheck, 1956). This system consists of the following formations, from the lowermost to the uppermost: a) Vari schists, b) Pirnari dolomites, c) Lower marble, d) Kamariza (old name of the Aghios Konstantinos village) or Kessariani schists and e) Upper marble (Lepsius, 1893; Kober, 1929; Sindowski, 1948; Trikkalinos, 1955). In the Lavreotiki area, this succession was named «Kamariza series» (Leleu, 1966a).

This metamorphic and relatively autochthonous system is overlain by the «Plaka series» (Leleu, 1966a; 1966b), which is composed by limestones at the base (member P1) and then by phyllites (member P2) and carbonate remnants (P3). The «Plaka series», under various names, was interpreted as a transgressive cover (Lepsius, 1893; Negris, 1915-1919; Sindowski, 1948; Leleu, 1966a; Leleu & Neumann, 1969), or as an overthrust nappe (Marinos & Petrascheck, 1956; Katsikatsos, 1977; Papanikolaou & Syskakis, 1991), while Kober (1929) accepted as transgressive only the lower member (P1) and as a nappe the overlying formations.

The consideration of the position of the “autochthonous” unit of Attica (including Lavreotiki) within the Hellenide framework has been subject to various modifications. According to an opinion, the Attica “autochthonous” and the Euboea Almyropotamos units have been indirectly considered to belong to the Internal Hellenides (Leleu & Neumann, 1969; Katsikatsos, 1977; Katsikatsos *et al.*, in Marinos *et al.*, 1977). According to another, the Attica and the Almyropotamos unit belong to the external Hellenides (Katsikatsos *et al.*, 1982; Katsikatsos *et al.*, 1986). Finally, Papanikolaou (1986), on a general overview, ascribes the Almyropotamos unit to the external Hellenides and the Attica autochthonous to the internal.

In this study, based on a geological mapping on a scale of 1:50.000 of the LAVRION sheet, the stratigraphy and the structure of the area are reexamined and

the consideration of the Lavreotiki “autochthonous” unit within the geotectonic context of the Hellenides is documented.

2. TECTONO-STRATIGRAPHIC SETTING

In the Lavrion area the following units have been recognized, from the lowermost to the uppermost (Fig. 1):
- the metamorphic formations of the «Kamariza series» which belong to the relatively autochthonous unit,

1. Dr. Institute of Geology and Mineral Exploration, Messoghion 70, 11527 Athens, Greece. (e-mail: <fotiadis@igme.gr> & <nicarras@compulink.gr>

and

- the non-metamorphic, lower carbonate formation of the «Plaka series», i.e. the member «P1», which is transgressive and thereby belongs to the “autochthonous” unit, as well;
- the metamorphic, allochthonous unit of the «phyllite nappe», consisting only of the middle and upper parts of the «Plaka series» (phyllites-P2 and carbonate remnants-P3);
- the non-metamorphic Cretaceous limestone remnants, associated with an ophiolite tectonic sole, which constitute relicts of an upper tectonic unit.

2.1. «AUTOCHTHONOUS» UNIT (LOWER TECTONIC UNIT)

2.1.1. «LOWER» KAMARIZA MARBLE

This formation is also known as «Lower Attic Marble» (Lepsius, 1893). It crops out largely in the eastern Attica and Lavreotiki; its thickness reaches 350-500 m.

The lowermost members of the formation crop out in the Skordi hill area. They are composed of alternations of violet muscovite-bearing schist, of greenschist and of thin-bedded dolomitic marble, they present a limited thickness, and correspond to the “Vari Schists”. Upon these beds, dolomite and grey-white, medium- to thick-bedded, dolomitized marble are developed, 150 m thick ca., corresponding to the “Pirnari dolomites”. These two members have probably a Permian – Triassic age.

Upwards, white to grey-bluish, massive, thick- or mid-bedded, coarse-grained marbles follow. Towards the top they become white, thin-bedded and microcrystalline and, mainly in the western parts of the Lavrion peninsula, they become breccious to red nodular.

Within the formation, the following fossils have been identified: at Paneion hill, the Rhaetian *Terebratula* and the Triassic – Jurassic *Macroporella* (Petrascheck & Marinos, 1953); in the northern Hymettus, corals (Böcking, 1881), *Calamophyllia* (Steinmann, 1890), *Lithodendron* (Kober, 1929); in the southern Hymettus, Triassic corals (Renz, 1910); at Kessariani area the Triassic *Gyroporella vesiculifera* and *Isastraera guembeli* (Negris, 1915-19). This formation was considered of Triassic – Jurassic age; however, we presume that these citations and the whole stratigraphic context indicate a Triassic - ? Lower Jurassic age. (The pre-Carboniferous age assigned by Papadeas, 2000, is affirmed without any stratigraphical indication).

2.1.2. KAMARIZA SCHISTS

The Kamariza schists are homologous to the Kessariani schists. They are grey, dark grey, brownish, rich in muscovite, quartz, albite and chlorite, with granoblastic to lepidoblastic texture; the thickness is up to 200 m. The existence of volcanic activity and hydrothermal circulations has been supported by the presence of porphyritic rock (known as “epidotite” in the literature) at the top of the Kamariza schists, and by the spatial relation with massive sulphides and Fe – Mn mineralisations (Marinos & Petrascheck, 1956; Leleu, 1966a; 1969). Moreover, at Kessariani area, the presence of mafic and ultramafic ophiolitic bodies at the top of the formation has been reported (Lepsius, 1893; Ktenas, 1909; Voreadis, 1920; Kober, 1929).

During the Miocene Plaka granodiorite intrusion (Marakis, 1968), the adjacent to the metamorphic aureole schists were metamorphosed into hornfels or “plakites” (Marinos, 1937).

In some marble intercalations in the basal part of the formation, the following fossils have been identified: at Kessariani area, but also at Aghios Konstantinos (Serpieri shaft), *Teutoporella triasina* (?) (Negris, 1915-19); west of Hymettus, the Triassic coral *Thecosmilia* (Renz, 1910); corals were also identified east of Hymettus (Bücking, 1881).

The species *T. triasina* (today named *Euteutoporella triasina*) is a marker of the Middle Triassic (De Castro, 1993; Granier & Deloffre, 1994). The «Triassic» age indicated by these citations can be justified if we consider these «marble intercalations» as redeposited bodies from the underlying marble (limestone at that time) in a Jurassic basin of clastic sedimentation. The Jurassic age of the schists and the whole depositional context indicate a volcano-sedimentary melange, in accordance with Sindowski (1948) who, based on the presence of ophiolite bodies, considered this formation corresponding to the volcano-sedimentary formation of the «Eastern Hellenic zone».

2.1.3. «UPPER» KAMARIZA MARBLE

The «Upper» Kamariza marble, synonymous of the «Upper Attic marble», consists of grey to white, mid- to thin-bedded and banded microcrystalline marble; the upper beds are rich in metasilex and dolomite boudins.

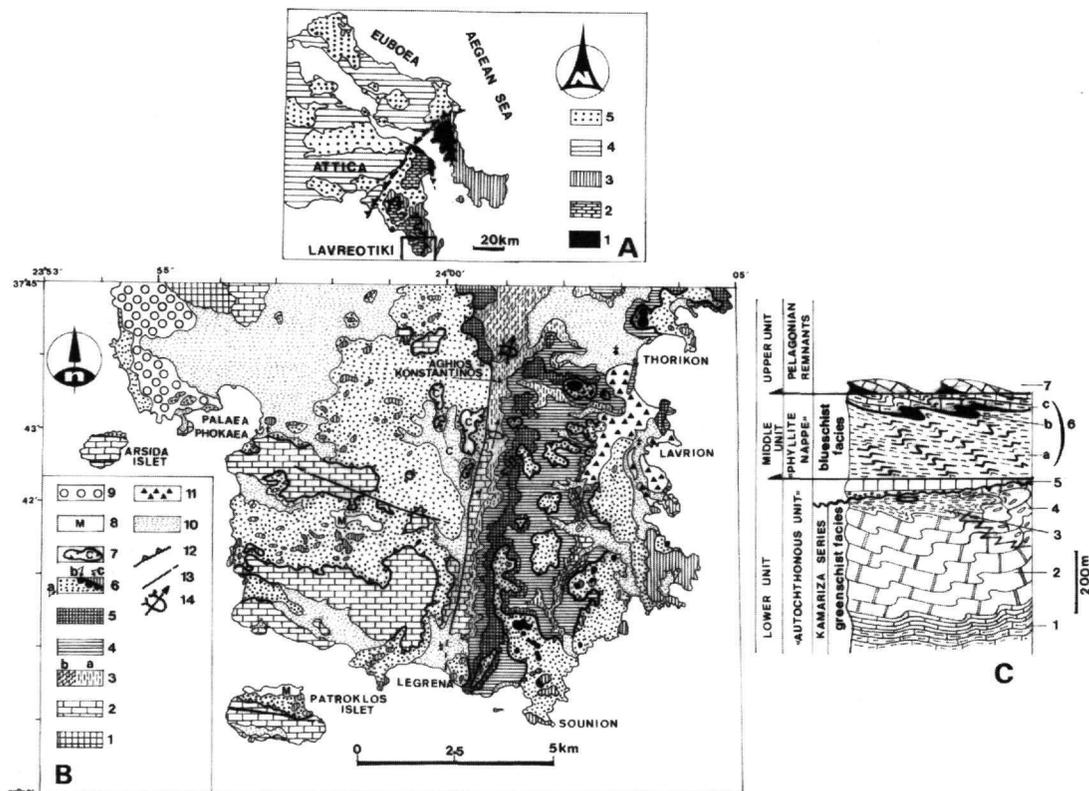


Fig. 1. The tectonic units of Attica and Euboea (Katsikatsos et al., 1986), modified (A); geological map of the Lavrion sheet (B) with its interpretative stratigraphic column (C).

A: (1) Almyropotamos unit; (2) Attica unit (the lower unit at Lavrion); (3) blueschist unit (the middle unit); (4) non-metamorphic Pelagonian unit (the upper unit); (5) Neogene and Quaternary deposits.

B & C: (1-5) lower tectonic unit: (1) dolomite and schist; (2) "Lower" Kamariza marble; (3a) Kamariza schist with (3b) hornfels and volcanic rocks; (4) "Upper" Kamariza marble; (5) transgressive calcareous formation; (6) middle tectonic unit: (6a) schist; (6b) meta-ophiolite; (6c) crystalline limestone; (7) upper tectonic unit (limestone and ophiolite remnants); (8) Miocene deposits; (9) Pliocene deposits; (10) Quaternary deposits; (11) mining wastes; (12) thrust; (13) fault; (14) synclinal axis with its plunging direction.

The thickness is various (from some meters to 150) due to penetrative structure deformational phases (Lozios, 1991) and to uplift and erosion of the whole Kamariza series.

In this formation, the following fossils have been identified: the Triassic–Jurassic *Lithodredon* in the Sounion area (Petrascheck & Marinos, 1953); crinoids at Lavrion (Cordellas, 1878); *Diplopora*, *Lithodredon* and brachiopods in the Northern Hymettus (Kober, 1929); at Kessariani monastery, *Gyroporella vesiculifera* (Kober, 1929; Negris, 1915-19), and *Thecosmilia*, algae and gastropods of Triassic – Lower Jurassic age (Katsikatsos, 1977). These citations indicate a Triassic - ? Lower Jurassic age, identical to the «Lower» Marble age (see § 3).

The whole Triassic – Jurassic Kamariza series has been tectonized and metamorphosed under greenschist to amphibolite facies (Marinos & Petrascheck, 1956; Paraskevopoulos, 1957; Leleu, 1966a).

2.1.4. TRANSGRESSIVE CALCAREOUS FORMATION

This formation, up to 50 m thick, lies transgressively either on the "Upper" Marble, or directly on the Kamariza schists. The basal part consists of a conglomerate, followed by limestones. When the formation overlies the marble, the substratum frequently presents some dissolution cavities (1 m large or more), filled with the conglomerate.

The conglomerate contains reworked schist and marble pebbles from the underlying formations. In several places the basal conglomerate is cemented by massive iron oxides and hydroxides; it must be noted the presence

of Ni (0,5 – 2%) in the form of garnierite (Cordellas, 1878; Leleu, 1966a), a known product of ultrabasic rock laterization.

The limestones are massive to thick-bedded, slightly recrystallized and dolomitized; the colour is yellow-, brown- and reddish, due to the iron infiltrations. They contain (Negris, 1915-19) fragments of *Ellipsactinia* in the lower part (Tithonian), Miliolidae and rudist fragments in the upper part (Cretaceous). According to Negris, the upper part corresponds to the calcareous level C1 of the Hymettus hill (Lepsius, 1893), in which he recognized *Orbitolina conoidea*; this species, today named *Neorbitolinopsis conulus*, is a marker of the Lower Upper Albian (Schroeder, in Schroeder & Neumann, 1985).

2.2. “PHYLLITE NAPPE” (MIDDLE TECTONIC UNIT)

The Lavreotiki “Phyllite” nappe, synonymous of the «Athens Schists» (Lepsius, 1893), is overthrust on the “autochthonous” unit; it overlies the transgressive formation in the eastern part, and lies directly on the «Lower» Marble in the western, due to a palaeo-uplift and erosion of this part. It consists of various metamorphic formations, which are, from the lowermost to the uppermost, schists, meta-ophiolite mafic rocks and crystalline limestones.

The schists largely crop out in the Lavrion area, as well as to the North and to the West; the thickness is from 100 to 250 m. They are principally microfolded, and bearing muscovite, quartz, albite, chlorite, glaucophane and epidote; quartzites also coexist, usually under the form of lenses, passing quite often into quartziferous schists.

The mafic meta-ophiolites (prasinites, metadiabases and metagabbros), rich in glaucophane (Kokkoros, 1928), are often schistose; they crop out mainly in the form of hillocks, i.e. remnants up to 10 m thick, upon the schists (and not intercalated within the schists).

The limestones overlie the meta-ophiolite bodies, constituting the uppermost part of the nappe, up to 40 m thick; they are crystalline, greenish, grey and dark-grey and contain metasilex intercalations and nodules; they are thick-bedded to massive at the lower part, and medium- to thin-bedded at the upper. In several places the colour is dark-brownish to reddish, due to an ankeritization process.

In general, the “phyllite” nappe consists of schists, locally overlain by some meta-ophiolite bodies, followed by crystalline limestones; this superimposition is clear, the members not being intercalated between them. The nappe is characterized by an Eocene blueschist facies and a Miocene retrogressive greenschist facies due to a granite intrusion (Marakis, 1968; Altherr *et al.*, 1982).

2.3. LIMESTONE AND OPHIOLITE REMNANTS (UPPER TECTONIC UNIT)

Limestone tectonic remnants, up to 50 m thick, bearing a tectonic sole of serpentinite or tectonized Jurassic (?) red chert, locally crop out upon the “Phyllite” nappe schists.

The limestone beds have been studied and variously interpreted in the literature: Leleu & Neumann (1969) reported them as Cenomanian (?) lenses within the Plaka phyllites. Katsikatsos (1977) considered them as Aptian – Albian limestones, transgressively lying on the phyllites. Katsivriaris (1990) and Katsivriaris *et al.* (1991) considered them as a new unit tectonically intercalated between the autochthonous and the phyllite systems; they found Middle Cenomanian inner platform facies at the base of an outcrop, and Campanian – Early Maastrichtian pelagic facies at the top.

The limestones are yellowish and brownish, locally ferruginous and ankeritized, thick- to thin-bedded. In some outcrops, we found Aptian inner platform facies with *Salpingoporella dinarica*, *Palorbitolina lenticularis*, *Vercorsella scarsellai*, *Spiroloculina cf. cretacea*, and “*Valvulineria*” sp., and Albian – Cenomanian inner to outer (?) platform facies with *Salpingoporella hasi* and *Cuneolina pavonia*. All the above indicate a carbonate sedimentation that started with neritic facies in the Aptian (and probably earlier), and turned to pelagic during the Senonian.

3. DISCUSSION

“Autochthonous” unit: The “autochthonous” unit of Lavreotiki corresponds to a Triassic - ? Early Jurassic carbonate platform (marble, see later) that, after a collapse, received the deposition of a Jurassic volcano-sedimentary melange (Kamariza schists), followed by a Late Jurassic tectono-metamorphic phase and then by a Late Jurassic – Early Cretaceous transgression.

The Triassic - ? Lower Jurassic carbonate platform was chronologically undivided. Indeed, the “upper” and the “lower” marbles contain the same fossils, are of the same age and consequently represent the same formation, which is overlain by the Kamariza schists. The only difference between them is the presence of metasilex

nodules in the “upper” marble.

The identity between “upper” and “lower” marble into a single formation was previously supported by Kober (1929), who interpreted this repetition invoking a series of thrust slices, and Avdis (1991), who invoked a high-angle faulting. In the present paper, the repetition of the marble over the Kamariza schists is interpreted considering the “upper” marble as the reversed limb of a recumbent syncline, the schists occupying the core of the syncline. The “upper” marble would constitute the lateral transition of the «lower» towards the platform margin; this could justify the presence of the metasilex nodules.

Later, the collapse of the platform permitted the deposition of clastic and volcanogenic materials (the Kamariza schists).

A Late Jurassic tectono-metamorphic phase followed, during which the precedent formations were folded (e.g. the marble repetition) and affected by a greenschist to amphibolite metamorphic facies. This tectono-metamorphic phase corresponds to the known Eohellenic orogenic event of the Internal Hellenides, dated radiometrically by Mercier (1966) in the Northern Greece, and more precisely to the JE1 phase of Vergely (1984); this phase is related to ophiolite obduction, revealed by the presence of ophiolitic bodies at Kessariani and Fe-Ni laterites in the overlying transgressive conglomerate at Kamariza.

Upon this metamorphic substratum, a non-metamorphic transgressive formation lies, consisting of a basal conglomerate and Upper Jurassic – Lower Cretaceous limestones.

All the above-mentioned indicate that the so-called autochthonous unit of Lavreotiki presents the characters of the internal Hellenides and not those of the Olympus-Ossa-Almyropotamos series, which belong to the external ones. Its sedimentation was not continuous from the Triassic to the Eocene, since the succession presents an Upper Jurassic stratigraphic gap; moreover, this gap corresponds to a metamorphic unconformity. These features suggest that the relatively autochthonous unit of the Lavreotiki has suffered the action of the early orogenic phases of the Internal Hellenides, just like the metamorphic Pelagonian zone *sensu* Mercier (1966).

“Phyllite” nappe: The metamorphic conditions of the “phyllite” nappe (Eocene blueschist and Miocene retrogressive greenschist facies) are typical of the median metamorphic belt of the Hellenides, largely expressed in the Attic-Cycladic Metamorphic Complex (Altherr *et al.*, 1982; Papanikolaou, 1984). According to various authors, the Cycladic Blueschist unit would be originated in the Pindos basin (e.g. Altherr *et al.*, 1979). On the other hand, the stratigraphical features resemble an original succession consisted of a volcano-sedimentary melange, an ophiolitic nappe and its transgressive (?) calcareous cover, i.e. a succession of the Internal (?) Hellenides.

This unit identified with the «Neohellenic nappe» of the Southern Euboea (Maluski *et al.*, 1981; Vergely, 1984; Katsikatsos *et al.*, 1986), overthrust during the Middle - Upper Miocene (Dermitzakis & Papanikolaou, 1980; Papanikolaou & Syskakis, 1991) drifting along its base an Upper Eocene – Lower Oligocene non-metamorphic clastic formation (Alexopoulos *et al.*, 1998).

Limestone and ophiolite remnants: The non-metamorphic calcareous remnants are thrust, together with their ophiolitic sole, over the Lavreotiki “phyllite” nappe; so, they are emplaced not between the autochthonous and the phyllite systems as sustained by Katsiavrias (1990). Indeed, some equivalent non-metamorphic calcareous tectonic remnants associated with ophiolites constitute the Upper non-metamorphic tectonic unit within the Attic-Cycladic Metamorphic Complex (Dórr *et al.*, 1978; Papanikolaou, 1984), as well as the post-flysch nappes of the Pelagonian *s.l.* domain. In conclusion, the upper unit could be the upper part of a non-metamorphic Pelagonian nappe.

4. CONCLUSION

The suggested geological structure of the Lavrion area is the following: the relatively autochthonous (the lower tectonic unit) corresponds to the metamorphic Pelagonian zone with its non-metamorphic transgressive cover, while the Almyropotamos unit (external Hellenides), which would be the lowest tectonic unit, does not crop out there. Upon the lower unit, the “phyllite” nappe (the middle unit) lies having on the top some remnants

of a non-metamorphic Pelagonian nappe (the upper unit).

REFERENCES

- ALEXOPOULOS A., LEKKAS S. & MORAÏTI E. (1998): On the occurrence of a non-metamorphic Upper Eocene-Lower Oligocene clastic sequence, wedged between the allochthon and the relative autochthon system of Attiki (Greece). *Bull. Geol. Soc. Greece*, 32/1, 79-84.
- ALTHERR R., KRUEZER H., WENDT J., LENZ H., WAGNER G.A., KELLER J., HARRE W. & HOHNDORF A. (1982): A Late Oligocene/Early Miocene High Temperature Belt in the Attic-Cycladic Crystalline Complex (SE Pelagonian, Greece). *Geol. Jahrb.*, E23, 97-164.
- ALTHERR R., SCHLIESTEDT M., OKRUSCH M., SEIDEL E., KRUEZER H., HARRE W., LENZ H., WENDT J. & WAGNER G.A. (1979): Geochronology of high-pressure rocks on Sifnos (Cyclades, Greece). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 245-255.
- AVDIS V. (1991): The effect of movement on high-angle faults on stratigraphy and structure. Case study: the Attico-Cycladic Massif (Greece). *Tectonophysics*, 192, 293-311.
- BÜCKING H. (1881): Über die krystallinischen schiefer von Attika. *Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesel.*, Berlin, 33, 118-138.
- CORDELLAS A. (1878): La Grèce sous le rapport géologique et minéralogique. *Imprimerie de A. Parent*, Paris, 188 p.
- DE CASTRO P. (1993): Observations on *Campbelliella Radoicic*, 1959 and *Neoteutlopora Bassoullet et al.*, 1978 (green algae, Dasycladales). *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, Spec. Vol. 1, 121-184.
- DERMITZAKIS M., & PAPANIKOLAOU D., (1980): Paleogeography and geodynamics of the Aegean region during the Neogene. *VIIth Int. Cong. on Med. Neog.*, Athens 1979, *Ann. géol. des pays Hellén.*, Tome hors série, fasc. IV, 245-289.
- DÜRR ST., ALTHERR R., KELLER J., OKRUSCH M. & SEIDEL E. (1978): The median Aegean crystalline belt: Stratigraphy, Structure, Metamorphism, Magmatism. In: Alps, Apennines, Hellenides, Closs et al. (Eds). *Mediterranean Orogens*, 38, 455-477.
- GRANIER B. & DELOFFRE R. (1994): Inventaire critique des algues dasycladales fossiles. III^e partie - Les algues dasycladales du Permien et du Trias. *Revue de Paléobiologie*, 14, 1, 49-84.
- KATSIASAVRIAS N. (1990): Relicts of an unknown isopic zone of the eastern Hellenides in Lavreotiki. *Prakt. Akad. Athinon*, 65, 96-106.
- KATSIASAVRIAS N., SOLAKIUS N. & SALAJ J. (1991): The age of the Agios Konstantinos limestone at Lavrion, Southeastern Attica, Greece. *Geol. Carpathica*, 42/5, 303-309.
- KATSIKATSOS G. (1977): La structure tectonique d'Attique et de l'île d'Eubée. *VI Coll. on the geology of the Aegean region*, Athens, 1, 211-220.
- KATSIKATSOS G., MIGIROS G., TRIANTAPHYLLIS M. & METTOS A. (1986): Geological structure of internal Hellenides. *Geol. Geoph. Res.*, Special issue, 191-212, I.G.M.E., Athens.
- KATSIKATSOS G., MIGIROS G. & VIDAKIS M. (1982): Structure géologique de la région de Thessalie orientale (Grèce). *Ann. Soc. Géol. Nord*, CI, 177-188.
- KOBER L. (1929): Beiträge zur Geologie von Attika. *Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, Mathem. Naturw. Klasse*, Abt 1, 138B, 299-326.
- KOKKOROS P. (1928): Les roches vertes d'origine volcanique du Laurium. *Prakt. Akad. Athinon*, 1928, 3, 604-608.
- KTENAS K. (1909): Über die eruptiven Bildungen des Parnesgebirges in Attika. *Centralblatt f. Min. Jahrg. n°18*, 558.
- LELEU M. (1966a): Les gisements plombo-zincifères du Laurium (Grèce). *Sci. de la Terre*, Nancy, XI, 3, 293-343.
- LELEU M. (1966b): Données nouvelles sur la paléogéographie et les rapports des séries métallifères du Laurium (Attique, Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 262, 2008-2011.
- LELEU M. (1969): Essai d'interprétation thermodynamique en métallogénie: les minéralisations karstiques du Laurium (Grèce). *Bull. B.R.G.M.*, 2^e s., II, n°4, 1-66.
- LELEU M. & NEUMANN M. (1969): L'âge des formations d'Attique (Grèce) : du Paléozoïque au Mésozoïque. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 268, 1361-1363.
- LEPSIUS R. (1893): Geologie von Attika. Ein Beitrag zur Lehre vom Metamorphismus der Gesteine. *Zeitschr. f. partk. Geol.*, 4, 196 s., Berlin.
- LOZIOS S. (1991): Observations on the minor structures of the metamorphic rocks of Varnavas – Ramnounda area (NE Attica). *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXV/1, 439-453.
- MALUSKI H., VERGELY P., BAVAY D., BAVAY PH., & KATSIKATSOS G. (1980): ⁴⁰Ar / ³⁹Ar dating of glaucophanes and phengites in Southern Euboea (Greece) geodynamic implications. *Bull. Soc. géol. France*, 23/5, 469-476.

- MARAKIS G. (1968): Remarks on the age of sulfide mineralisation in Cyclades area. *Ann. géol. des pays Hellén.*, 19, 695-700.
- MARINOS G. (1937): Nouvelles études géologiques et pétrologiques sur le granite de Plaka de la région du Laurium. *Prakt. Akad. Athinon*, 12, 81-89.
- MARINOS G. (1954): Das alter der kristallinen schichten Attikas. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 2/1, 1-13.
- MARINOS G., KATSIKATSOS G., MERCIER J., VERGELY P., AUBOUIN J., SYMEONIDIS N. & MARCOPOULOU-DIACANTONI A. (1977): Réunion extraordinaire de la Société géologique de Grèce en Eubée et en Attique (21-24 septembre 1976). *Bull. Soc. géol. France*, XIX/1, 103-116.
- MARINOS G. & PETRASCHECK W.E. (1956): Laurium. *Geol. geophys. Research*, 4, 1-247. I.G.S.R., Athens.
- MERCIER J. (1966/1973): Étude géologique des zones internes des Hellénides en Macédoine centrale (Grèce).- *Thèse sciences*, Univ. de Paris, 1966, and *Ann. géol. des pays Hellén.*, 20 (1968), 1-792.
- NEGRIS PH. (1915-19): Roches cristallophylliennes et tectonique de la Grèce. *Imprimerie P.D. Sakellarios*, 307 p., Athènes, 1915-19.
- PAPADEAS G. (2000): Metallogenesis – mineralization of Lavrion and stratigraphic correlations between Northern and Southern Attica. *3rd Congress of Mineral Wealth*, 163-173, Technical Chamber of Greece, 22-24/11/2000, Athens.
- PAPANIKOLAOU D. (1984): The three metamorphic belts of the Hellenides: a review and a kinematic interpretation. *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, 17, 551-561.
- PAPANIKOLAOU D. (1986): Late Cretaceous paleogeography of metamorphic Hellenides. *Geol. and Geophys. Research, special issue*, I.G.M.E., 315-328.
- PAPANIKOLAOU D. & SYSKAKIS D. (1991): Geometry of acid intrusives in Plaka, Laurium and relation between magmatism and deformation. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 25, 1, 355-368.
- PARASKEVOPOULOS G. (1957): Die gesteine des horizontes des Kaisariyani-schiefers im Pentelikongebirge. *Ann. géol. des pays Hellén.*, 8, 233-245
- PETRASCHECK W.E. & MARINOS G. (1953): Zur Geology von Süd-Attika. *Kober-Festschrift*, Wien 1953, 52-59.
- RENZ C. (1910): Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Paläozoikum. *Jahrb. der k.k. geolog. Reichsanstalt*, Bd 60, 421-436. Wien.
- SCHROEDER R. & NEUMANN M., coord. (1985): Les grands foraminifères du Crétacé moyen de la région méditerranéenne. *Géobios*, Mém. sp. 7, Lyon.
- SINDOWSKI K.H. (1948): Der geologische Bau von Attika. *Ann. géol. des pays Hellén.*, 2, 163-218.
- STEINMANN G. (1890): Einige Fossilreste aus Griechenland. *Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesel.*, 42, 764-771.
- TRIKKALINOS J. (1955): Beiträge zur Erforschung des tektonischen Baues Griechenlands. Über das Alter der metamorphen Gesteine Attikas. *Prakt. Akad. Athinon*, 30, 198-211.
- VERGELY P. (1984): Tectonique des ophiolites dans les Hellénides internes (déformations, métamorphismes et phénomènes sédimentaires). Conséquences sur l'évolution des régions téthysiennes occidentales. *Thèse d'État Sc.Naturelles*, Univ. Paris-Sud, 649 p., Orsay.
- VOREADIS G. (1920): Sur les éruptions basiques et ultrabasiques de l'Hymète. *Mém. Serv. géol. Grèce*, 1, 25-51, Athènes.

CONTRIBUTION TO THE STRUCTURAL STUDY OF THE RHODIANI OPHIOLITES, VOURINOS MASSIF

A. PHOTIADES¹ & F. POMONI-PAPAIOANNOY²

ABSTRACT

The Rhodiani area geologically is comprised of a sequence of Mesozoic and Tertiary thrust sheets, including the Jurassic ophiolite and sedimentary covers; they composed of an ultramafic unit overlain by an Albian to Cenomanian redeposited limestone cover, and at the top a volcanic unit that is overlain by neritic to pelagic Upper Jurassic to Upper Cretaceous age limestone and Upper Maastrichtian flysch deposits. These thrust sheets were emplaced over the Pelagonian platform. Therefore the Rhodiani "ophiolite" is not a single thrust unit, but it is an imbricated ophiolite tectonic structure resulting from a two-stage emplacement process; the ultramafic unit was overthrust on the melange of the Pelagonian platform during the initial emplacement (Jurassic) and the volcanic unit was re-thrust on the former during subsequent post-Eocene tectonic phase.

KEY WORDS: mapping; stratigraphy; structure; ophiolite; obduction; internal Hellenides; Vourinos; Rhodiani; Greece.

1. INTRODUCTION

The study area occupies the eastern slopes of the Vourinos massif, which represents the eastern boundaries of the Meso-Hellenic trough. Geotectonically it belongs to the Pelagonian domain.

The tectonic origin of the Vourinos ophiolite is controversial and two different emplacement models have been proposed for it: a) an easterly derived with emplacement verging to the Southwest onto the Pelagonian zone (Vergely, 1977; 1984), and b) of a westerly derivation from within the Pindos ocean (Naylor & Harle, 1976; Smith *et al.*, 1979; Mountrakis, 1984; Jones & Robertson, 1991; Grivas *et al.*, 1993).

The Rhodiani ophiolite massif lies in a distance of 3 km to the east of the Vourinos ophiolite complex (Fig.1). It trends from NW to the SE; it is about 15 km long, 2 km wide, and up to 750m thick. The ophiolite forms slopping and narrow lowland separating the steep anticlinal mountain of Vourinos marbles in the west, from the calcareous hills of Rhodiani at the east.

The tectonic and petrogenetic relation between the Rhodiani ophiolite and the Vourinos complex is unclear; both are part of the Jurassic "Tethyan" ophiolite system and have been exploited for chrome. In the Rhodiani area about 60.000 tons of massive ore were produced (Economou *et al.* 1986).

The ophiolitic complex has been considered, on the whole, as a unique tectonic unit thrust on the metamorphic Triassic-Jurassic platform of the area and its overlain by single and simplified Upper Jurassic to Upper Cretaceous limestone cover with flysch (Brunn, 1956; Moores, 1969; Zimmerman, 1972; Mavridis & Kelepertzis, 1993).

In this study, based on a detailed geological mapping, the tectono-stratigraphy of the ophiolite complex and of the overlying carbonate cover are re-evaluated.

2. TECTONO-STRATIGRAPHIC SETTING

The following units have been recognised from bottom to top:

- The para-autochthonous unit, which consists of Triassic - Jurassic marbles, overlain by a volcano-sedimentary mulange;
- The ultramafic unit and the overlying Cretaceous sedimentary cover; and
- The volcanic unit and the overlying Jurassic - Cretaceous limestone formation with flysch deposits.

1. Institute of Geology and Mineral Exploration, 115 27 Athens, GREECE.

2. University of Athens, Department of Geology, 15784 Athens, GREECE.

2.1 PARA-AUTOCHTHONOUS UNIT

This unit consists of a thick (200 - 600 m) metamorphic carbonate series of fine-grained marble and dolomite intercalation of Triassic to Jurassic age (Brunn, 1956; Mercier, 1968; Mavridis & Matarangas, 1979; Papanikolaou & Zambetakis-Lekkas, 1980; Mavridis & Kelepertzis, 1993). Towards the top, they become thin-bedded and bear silex nodules, and are overlain by a mulange formation. The marbles exhibit characteristic isoclinal and recumbent folds of long length with flow schistosity. From base to top the mulange consists of a metaclastic sequence bearing strongly deformed red cherts, mudstones, shales, siltstones and schists, including olistholites of schistose metabasalts, rodingites, and serpentinitised-schistose ultramafics with blocks of marble and amphibolite bodies. This assemblage is analogous to the Aghios Nikolaos formation found at the base of Vourinos ophiolite complex (Naylor & Harle, 1976; Vergely, 1977; 1984;).

This basal unit belongs to the Triassic – Jurassic Pelagonian platform, having on its top a volcano-sedimentary mulange, and it is considered to belong to the amphibolite to greenschist facies metamorphism that took place during the Upper Jurassic times and prior to the ophiolite emplacement (Mercier, 1968; Mountrakis, 1984).

On that basement, which is exposed mainly at the western part of the study area (eastern Vourinos foothill), an ultramafic ophiolite unit is in tectonic contact.

2.2 ULTRAMAFIC UNIT (MIDDLE UNIT)

This unit, up to 600 m thick, is generally composed of ultramafic rocks, and locally covered by meso-autochthonous Cretaceous sediments; it is overthrust on the mulange and the marble of the para-autochthonous unit. Additionally, the ultramafic unit represents part of an important ophiolite nappe that is exposed in the whole Pelagonian domain and, is also found between Pindos, Vourinos and Vermion. Furthermore, the dating of amphibolites from the base of Vourinos ophiolite complex indicates the Middle Jurassic age of its emplacement (Spray & Roddick, 1980; Spray *et al.*, 1984).

Small amphibolite blocks are also sporadically wedged at the basal part of the unit, and serpentinitised, banded ultramafic mylonites are observed immediately above the tectonic contact with the marble. They contain a tectonic fabric that parallels the underlying mulange.

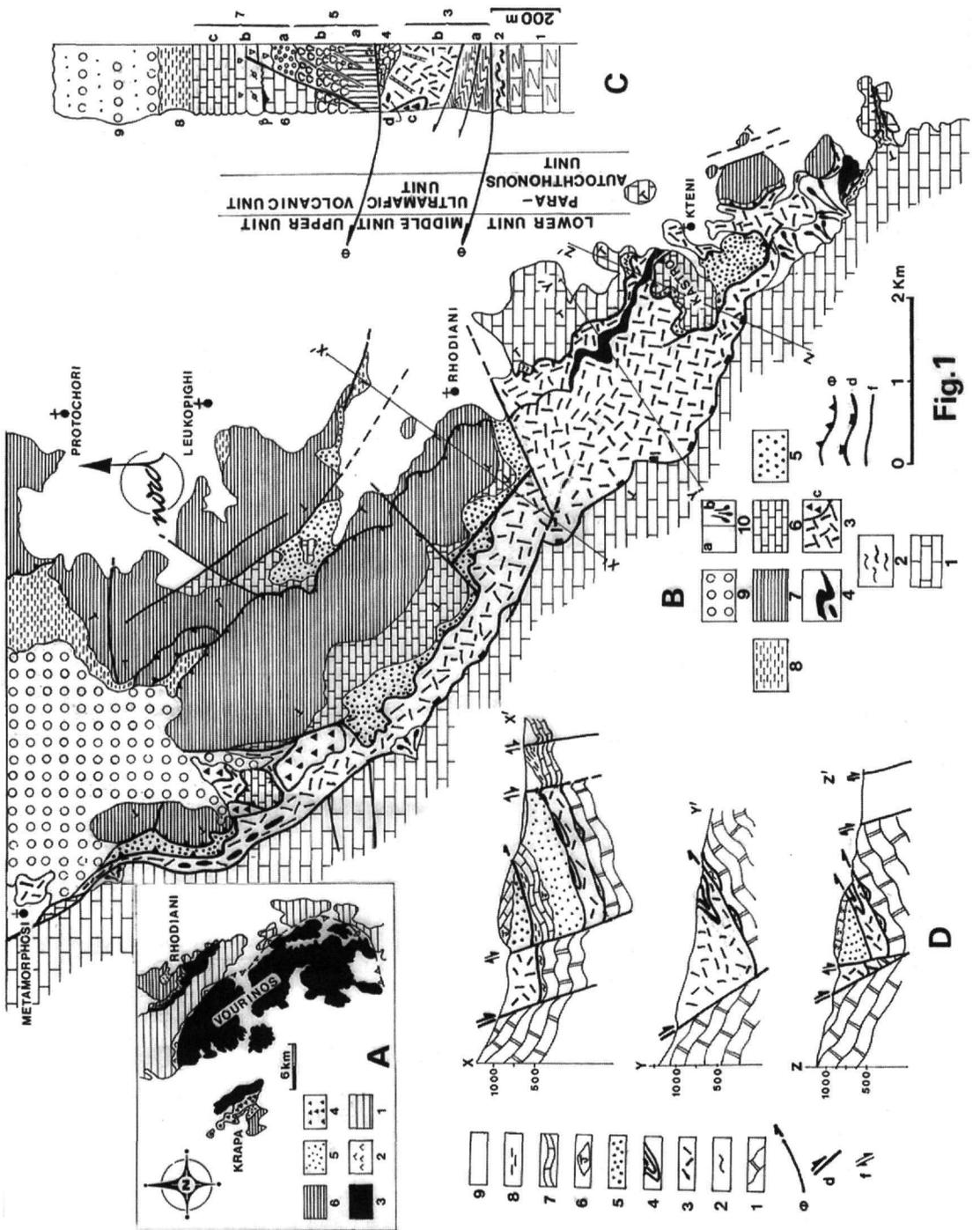
The ultramafic unit consists of deformed and serpentinitised mantle tectonite restite (depleted mantle harzburgite) and dunite as small pods and layers including abundant chromitite, and harzburgite intruded by equally deformed pyroxenite, gabbro and rodingitized dykes.

At the southern part of the area (Kastro locality, Fig. 2), the harzburgites and dunites contain a strong planar foliation defined by the alignment of orthopyroxene and spinel crystals, which elongate and define a lineation within the plane of the foliation.

Mantle tectonic studies of this ultramafic part show that high-temperature mantle fabrics trend NW and dip at approximately 40° towards the SW. Parallel mylonite zones accompany these fabrics; also thrust displacement towards the present NE has occurred. These fabrics are also parallel to the thrust planes, where chromitite bodies are included in the dunite masses. These high-temperature fabrics are significant because they probably represent structures during initial ductile thrusting.

The Vourinos high-temperature foliation is extremely comparable with the study area (50° to the SW), suggesting that the foliation in these peridotites was fossilized at high-temperature during the initial detachment

Fig.1: Geological map of Vourinos ophiolitic complex in relation to the Rhodiani area (Moore, 1969; Zimmerman, 1972) modified (A); geological map of the Rhodiani area (B) with its interpretative tectono-stratigraphic column (C) and geological cross-sections X-X', Y-Y' & Z-Z' (D). A: (1) Triassic - Jurassic carbonates (Pelagonian marbles); (2) tectonic mulange; (3) dunites and harzburgites; (4) gabbros and diorites; (5) effusive and hypabyssal rocks; (6) Upper Jurassic to Upper Cretaceous limestone. B, C & D: (1) Pelagonian marbles; (2) volcano-sedimentary mulange; (3) ultramafic tectonic unit; (3a) serpentinitised and banded ultramafic mylonites; (3b) mainly harzburgites and dunites; (3c) brecciated dunite; (3d) chromitite pods; (4) Albian - Cenomanian calcarenite; (5) volcanic tectonic unit; (5a) sheeted dolerite complex; (b) pillow lava with boninitic dyke and red chert; (6) Upper Jurassic limestone; (β) bauxite horizon; (7) Upper Cretaceous limestone; (7a) conglomerate limestone; (7b) neritic and debris flow limestones; (7c) pelagic limestone; (8) Upper Maastrichtian flysch; (9) molasse formation; (10a) Neogene and Quaternary deposits; (10b) Quaternary talus cone and scree; (Φ) thrust; (d) detachment fault; (f) fault.



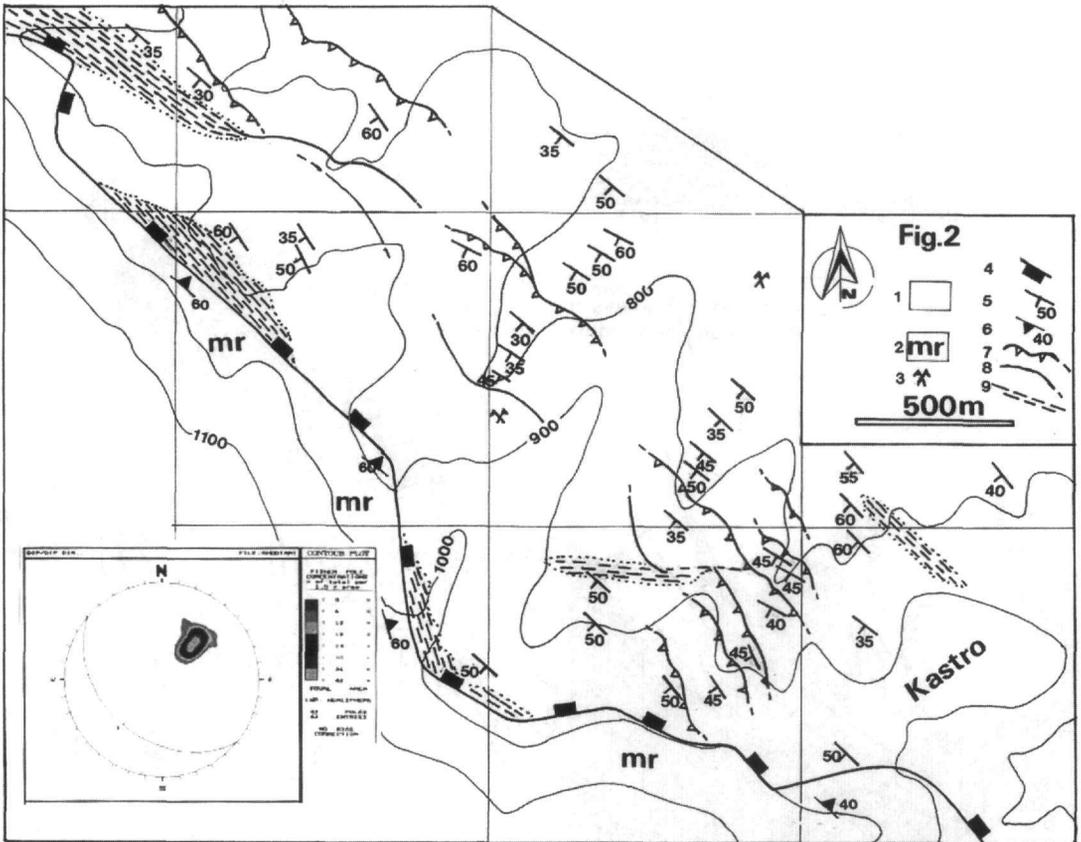


Fig. 2: Tectonic structures within the southern part of the ultramafic unit (Kastro locality) and stereonet, equal area/lower hemisphere, of high-temperature fabrics (N=43). 1: harzburgite and dunite; 2: marble; 3: chromite mine; 4: tectonic contact (detachment); 5: high-temperature mineral foliation (strike with dip); 6: strike with dip in marble; 7: mylonite zone; 8: brittle shear; 9: cataclastic zone.

and obduction of the peridotite towards the NE (Roberts et al., 1988; Grivas et al., 1993). However, the position of the Rhodiani ultramafic unit appears to be originally controlled by the Jurassic emplacement movement of the northern Vourinos ophiolite complex. Therefore, the Rhodiani ultramafic unit is interpreted as an eastward continuation of the Vourinos ophiolite complex.

On that ultramafic basement, in some localities (e.g. Kteni village, see Fig.1) an Albian-Cenomanian age cover, up to 50 m thick, is preserved. The base of the section consists of thick-bedded shallow-water grainstone limestone and towards the top, thin-bedded redeposited calcirudite and calcarenite limestones with ultramafic detritus.

This sequence shows good turbiditic structures and consists mainly of hemipelagic sediments, and contains *Cuneolina pavonia*, *Praechrysalidina infracretacea* and *Salpingoporella hasi* (determinations after Dr. V. Skourtsis-Coroneou, 1993-97 and Dr. N. Carras, 1998). It was derived almost entirely from shallow-marine shelf-type source (ophiolite and limestone). It appears to have resulted from significant tectonic event affecting the source area.

Elsewhere the ultramafic unit, as at the northwest narrow area consists of deformed serpentinites bearing dunite bodies, rodingitized gabbro dykes folded along sub-horizontal axes, coarse-grained isotropic gabbro, as boudins and various tectonic slices of tightly folded Cretaceous limestones dipping NE (Fig.1). The presence of mylonites and various ophiolitic boudins along the tectonic contact reveals a semi-ductile extensional tectonic fabrics (detachment fault; Fig.1 see D)). This deformation is probably associated with impressive extensional phase which affected the Vourinos ophiolites simultaneously with the Meso-Hellenic trough creation during Oligocene times (Mountrakis et al., 1993).

However, this tectonic event was also responsible for the large scale normal faults trending NW-SE and dipping NE in the area, in brittle conditions.

2.3 VOLCANIC UNIT (UPPER UNIT)

In the eastern parts of the massif, a crustal sequence with intrusive and extrusive rocks, up to 150 m thick, is exposed (Fig.1). It overlies tectonically the previous ultramafic unit with its carbonate cover, overlying a post-Eocene thrust fault. Perhaps this thrust fault is also reactivated during the subsequent Oligocene extensional phase. It is marked by the presence of dunite bodies, isotropic gabbros, rodingites, diorites, amphibolite and dolerite boudins. Although tectonized, the volcanic unit preserves many original igneous contact relationships, and therefore it represents a typical oceanic crust.

The base of this volcanic unit consists of coarse-grained sheeted dolerite dykes (individually up to 2 m thick) including at its deepest part rare fine-grained gabbro screens. The transition upwards into volcanic sequence demonstrated by the appearance of screens of pillowed and massive basalts. Towards the top, porphyritic (boninite) dykes crosscut the microphyric to vesicular pillow-lava flow sequence. Epidote is common, either as vein mineral or filling vesicles. Near to Leucopighi, sheeted dykes pass locally upwards into boninitic pillow lavas. The presence of boninitic dykes has also been provided evidence of their late-stage intrusion. Finally, the pillow-lava is overlain locally by red cherts. In general, this unit has experienced intense hydrothermal metamorphism within the oceanic environment. All the volcanic products display lower to upper greenschist facies oceanic metamorphism.

The crustal sequence overlain by an upper Pelagonian sedimentary sequence composed from the bottom to the top, of a Middle Jurassic crystalline and coral limestone bearing *Lohmaeosmilia WELLS*, an Upper Jurassic limestone with *Chypeina jurassica* and *Macroporella Selli*, locally bauxite deposits, a Lower Cretaceous limestone with *Orbitolina Conoidea*, various Turonian conglomerate and debris flow limestones and finally an Upper Cretaceous pelagic limestone, followed by Upper Maastrichtian flysch deposition (Brunn, 1956; Faugères & Robert, 1969; Brunn *et al.*, 1972; Pichon, 1977; Mavridis & Kelepertzis, 1993; Bortolotti *et al.*, 2000).

In several places, the crustal sequence has been partially eroded up to the level of sheeted dykes, and has been overlain by a basal conglomerate and debris flow limestone of Turonian transgression followed by an Upper Cretaceous pelagic limestone and flysch deposit.

This sequence can be correlated with that of the upper part of the western Vourinos ophiolite complex, where in the Krapa Hills the Upper Jurassic limestone is pelagic, and presents a slightly unconformable Cretaceous limestone (Pichon, 1977; Paupy, 1976; Pichon & Lys, 1976; Mavrides *et al.*, 1977; Beccaluva *et al.*, 1984; Rassios *et al.*, 1983).

Post-orogenic Tertiary conglomerates, that was named by Brunn (1956) as Metamorphosis conglomerates (see Fig.1), consist of molasse sediments of fluvial origin, which overlie unconformably the northwestern part of the study area. They consist of debris from all formations suggesting an active erosional phase due to the Tertiary post-orogenic collapse (Doutsos *et al.*, 1994), and deposited after the Aquitanien.

3. DISCUSSION-CONCLUSIONS

Previous studies carried out in the Rhodiani area by Brunn (1956), Moores (1969), Zimmerman (1972), Mavridis & Kelepertzis (1993), described a single and simplified ophiolite tectonic unit overlain by a unique Upper Jurassic to Upper Cretaceous limestone cover. This study however suggests that the ophiolite outcrop consists of an imbricated ophiolite structure, which is composed of two tectonic ophiolite units associated with their limestone cover; the tectonic stacking order is related with the significant orogenic phases, which affected the internal Hellenides.

The ophiolite was overthrust onto the mlange of the Triassic – Jurassic platform during a late Jurassic plate convergence at the Eohellenic orogeny (Jacobshagen *et al.*, 1978). Following this, the ultramafic and volcanic units developed neritic and deep-water carbonate deposits during Late Jurassic to Late Cretaceous.

The Rhodiani ophiolite appears to be an eastward thinning slab of the same oceanic and mantle sections as the Vourinos ophiolite supra-subduction zone (Beccaluva *et al.*, 1984) following deformation due to the north-eastern emplacement process on the Pelagonian margin. Therefore, the position of ultramafic unit of Rhodiani area appears to be originally controlled by the Jurassic emplacement movement of the Vourinos ophiolite (Roberts *et al.*, 1988; Grivas *et al.*, 1993). During this process, the Rhodiani massif has been dismembered as ultramafic and volcanic units and attained an increasingly imbricated ophiolite structure compared to the Vourinos ophiolite complex. Following, the transgressive Jurassic - Cretaceous carbonate cover was deposited.

Furthermore, during the post-obduction Upper Jurassic – Lower Cretaceous period, some parts of the ultramafic tectonic unit and the faulted carbonate platform were exposed and eroded and then materials from both of these sources were fed into a basin composing the overlying turbiditic calcarenite sequence of Albian - Cenomanian age.

During the same post-obduction period, the wider Pelagonian domain was not affected by the same environmental conditions; in the western Vermion the ultramafic thrust sheet, was suffered by exogenous conditions and laterization process (Photiades *et al.*, 1998), the Rhodiani volcanic ophiolitic unit developed bauxite deposits within the post-Upper Jurassic shallow water carbonate cover (Bortolotti *et al.*, 2000), and finally the Rhodiani ultramafic unit followed upwards by a flysch-type sequence of Albian - Cenomanian age, like a flysch-type sequence of Berriasian age intercalated between Pindos Eocene flysch and Pindos ophiolite thrust sheets (Terry & Mercier, 1971).

During the Lower Cretaceous, ophiolitic basement was most probably still partly submerged and it was affected by a significant tectonic event. This event is probably of Berriasian age, and therefore correlates to the Late Jurassic to Early Cretaceous deformation of the eastern margin of the Pelagonian continent (phase J2b of Vergely, 1984).

Finally, during Late Cretaceous the platform and slope carbonates are separated from the Late Cretaceous basinal sediments, since they consist mainly of platform and slope-type carbonates and occupy a higher position within the thrust stack.

The final closure of the remaining Pindos basin occurred when the Pelagonian microplate collided with the Apulian one at early to middle Eocene time (Robertson *et al.*, 1991). Subsequently, the Blueschist Unit that originated in the Pindos basin (Altherr *et al.*, 1979; Bonneau, 1984) was thrust over a carbonate shelf of Apulia now exposed as tectonic metamorphic windows of the Kranea-Elassona, Olympus, Ossa and Almyropotamos units (Vergely & Mercier, 1990). This post-Upper Eocene collisional phase is thought to have caused the thrusting of the internal Hellenides over the external Hellenides and induced the re-thrusting of the Rhodiani volcanic ophiolitic unit with Upper Jurassic - Cretaceous cover, overlying the ultramafic unit with Albian - Cenomanian redeposited limestone cover.

Finally, an extensional phase affected the Vourinos and the Rhodiani ophiolites simultaneously with the Meso-Hellenic trough creation during Oligocene times (Mountrakis *et al.*, 1993), and then post-orogenic transgressive molasse deposits covered the thrust sheets to the east and to the west.

REFERENCES

- ALTHERR, R., SCHLIESTEDT, M., OKRUSCH, M., SEIDEL, E., KRUEZER, H., HARRE, W., LENZ, H., WENDT, J. & WAGNER, G.A. (1979): Geochronology of high-pressure rocks on Sifnos (Cyclades, Greece). *Contrib. Mineral. Petrol.*, **70**, 245-255.
- BECCALUVA, L., OHNENSTETTER, D., OHNENSTETTER, M. & PAUPY, A. (1984): Two magmatic series with island-arc affinity within the Vourinos ophiolite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **85**, 253-271.
- BONNEAU, M. (1984): Correlation of the Hellenides nappes in southeast Aegean and their tectonic reconstruction. In: DIXON J.E. & ROBERTSON, A.H.F. (Eds.) In: DIXON J.E. & ROBERTSON, A.H.F. (Eds.) *The geological evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. London, Spec. Publ.* **17**, 517-528.
- BORTOLOTTI, V., CARRAS, N., CHIARI, M., FAZZUOLI, M., MARCUCCI, M., PHOTIADES, A. & PRINCIPI, G. (2000): Decline and fall of an Upper Jurassic - Cretaceous carbonate platform, born (possibly) over wedging ophiolites: Vourinos- Pindos area, Northern Greece- Preliminary results. *Abstract and Poster for the 80^o Riunione estiva della Soc. Geol. Italiana, Trieste, 6-8 Settembre 2000*, 93p.
- BRUNN, (1956): Etude géologique du Pinde septentrional et de la Macédoine occidentale. *Ann. géol. Pays Hellén.*, **7**, 358p.
- BRUNN, J.H., FAUGERES, L. & ROBERT, P. (1972): Une nouvelle série du Jurassique moyen - Crétacé inférieur surmontant les ophiolites dans le détroit de Kozani (Macédoine, Grèce). *C. R. somm. Soc. géol. France*, **1**, 26-27.
- DOUTSOS, T., KOUKOUVELAS, I., ZELILIDIS, A. & KONTOPOULOS, N. (1994): Intracontinental wedging and post-orogenic collapse in the Mesohellenic trough. *Geol. Rundsch.* **83**, 257-275.
- ECONOMOU, M., DIMOU, E., ECONOMOU, G., MIGIROU, G., VACONDIOS, J., GRIVAS, E., RASSIOS, A. & DABITZIAS, S. (1986): Chromite deposits of Greece. *Theophrastus publications S.A., Athens*, 129-159.
- FAUGERES, L. & ROBERT, P. (1969): Précisions nouvelles sur les altérations contenues dans la série du chaînon de Vigla (Kozani, Macédoine, Grèce). *C. R. somm. Soc. géol. France*, 97-98.
- GRIVAS, E., RASSIOS, A., KONSTANTOPOULOU, G., VACONDIOS, I. & VRAHATIS, G. (1993): Drilling for "blind" podiform chrome ore bodies at Voidolakkos in the Vourinos ophiolite complex, Greece. *Econ. Geol.*, **88**, 461-468.
- JACOBSHAGEN, V., DURR, ST., KOCKEL, F., KOPP, K.O. & KOWALCZYK, G. (1978): Structure and geodynamic evolution of the Aegean region. In Cloos, Roeder and Schmidt (eds.), *Alps, Apennines, Hellenides*,

- Scheizerbart'sche Vergagsbuchhandlung, Stuttgart, 537-564.*
- JONES, G. & ROBERTSON, A.H.F. (1991): Tectono-stratigraphy and evolution of the Mesozoic Pindos ophiolite and related units, northwestern Greece. *J. Geol. Soc. London*, **148**, 267-288.
- NAYLOR, M.A. & HARLE, T.J. (1976): Paleogeographic significance of rocks and structures beneath the Vourinos ophiolite Northern Greece. *J. Geol. Soc. London*, **132**, 667-675.
- MAVRIDIS, A. & KELEPERTZIS, A. (1993): Geological map of Greece «KNIDHI sheet» in scale 1:50.000. *IGME (Ed.), Athens, Greece.*
- MAVRIDIS, A. & MATARANGAS, D. (1979): Geological map of Greece «AYIOFILLON sheet» in scale 1:50.000. *IGME (Ed.), Athens, Greece.*
- MAVRIDES, A., SKOURTSIS-KORONEOU, V. & TSAILA-MONOPOLIS, S. (1977): Contribution to the geology of the Subpelagonian Zone (Vourinos area, West Macedonia): *In 6th Colloquium on the Geology of the Aegean Region. IGME, Athens, 175-195.*
- MERCIER, J. (1968): Etude géologique des zones internes des Hellénides en Macédoine centrale (Grèce). *Ann. géol. Pays Hellén.*, **20**, 1-792.
- MOORES, E.G. (1969): Petrology and structure of the Vourinos ophiolite complex of Northern Greece. *Geol. Soc. Am., Spec. Paper*, **118**, 74pp.
- MOUNTRAKIS, D. (1984): Structural evolution of the Pelagonian zone in Northwestern Macedonia, Greece. In: DIXON J.E. & ROBERTSON, A.H.F. (Eds.) In: DIXON J.E. & ROBERTSON, A.H.F. (Eds.) *The geological evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. London, Spec. Publ.* **17**, 581-590.
- MOUNTRAKIS, D., KILIAS, A. & ZOUROS, N. (1993): Kinematic analysis and Tertiary evolution of the Pindos – Vourinos ophiolites (Epirus – Western Macedonia, Greece). *Bull. Geol. Soc. Greece*, **28/1**, 111-124.
- PAPANIKOLAOU, D. & ZAMBETAKIS-LEKKAS, A. (1980): Nouvelles observations et datation de la base de la série pélagonienne (s.s.) dans la région de Kastoria, Grèce. *C. R. Acad. Paris*, **291**, 155-158.
- PAUPY, (1976): Nouvelles données sur un type de différenciation du magma ophiolitique: Le Massif du Vourinos (Grèce). *Thèse Université de Nancy*, 182p.
- PHOTIADES, A., SKOURTSIS-CORONEOU, V. & GRIGORIS, P. (1998): The stratigraphic and paleogeographic evolution of the eastern Pelagonian margin during the Late Jurassic – Cretaceous interval (Western Vermion Mountain – Western Macedonia, Greece). *Bull. Geol. Soc. Greece*, **32/1**, 71-77.
- PICHON, (1977): Une transversale dans la Zone Pélagonienne, depuis les collines de Krapa (SW) jusqu'au massif du Vermion (NE): Les premières séries transgressives sur les ophiolites): *In 6th Colloquium on the Geology of the Aegean Region. IGME, Athens, 163-171.*
- PICHON, J.F. & LYS, M. (1976). Sur l'existence d'une série du Jurassique supérieur à Crétacé inférieur surmontant les ophiolites dans les collines de Krapa (Massif du Vourinos, Grèce). *C. R. Acad. Sci., Paris*, **282**, 523-526.
- RASSIOS, A., BECCALUVA, L., BORTOLOTTI, V., MAVRIDES, A. & MOORES, E. (1983): Vourinos complex: Field guide for workshop on the Vourinos-Guevgueli ophiolites, I.G.C.P. 197. *Ofioliti*, **8/3**, 275-292.
- ROBERTS, S., RASSIOS, A., WRIGHT, L., VACONDIOS, I., VRACHATIS, G., GRIVAS, E. & NESBITT, R. (1988): Structural controls on the location and form of the Vourinos chromite deposits. In Boissonas, J. & Omenetto, P. (eds.), *Mineral deposits within the European Community, Soc. Geol. Appl. Min. Deposits, Spec. Publ.*, **6**, 249-266.
- ROBERTSON, A.H.F., CLIFT, P.D., DEGNAN, P.J. & JONES, G. (1991): Palaeogeographic and palaeotectonic evolution of the eastern Mediterranean Neotethys. *Palaeo. Palaeo. Palaeo.*, **87**, 289-343.
- VERGELY, P. (1977): Discussion of the paleogeographic significance of rocks beneath the Vourinos ophiolite, northern Greece. *J. Geol. Soc. London*, **133**, 505-507.
- VERGELY, P. (1984): Tectonique des ophiolites dans les Hellénides internes. Conséquences sur l'évolution des régions téthysiennes occidentales. *Thèse d'Etat Sc. Naturelles, Univ. Paris-Sud*, 649p., Orsay.
- VERGELY, P. & MERCIER, J. (1990): La fenêtre métamorphique de l'Olympe (Macédoine, Grèce); Compression et extension cénozoïques. *Bull.Soc.géol.France*, **6/5**, 819-829.
- SMITH, A.G., WOODCOCK, N.H. & NAYLOR, M.A. (1979): The structural evolution of a Mesozoic continental margin, Othris Mountains, Greece. *J. Geol. Soc. London*, **136**, 589-603.
- SPRAY, J.G., BEBIEN, J., REX, D.C. & RODDICK, J.C. (1984): Age constraints on the igneous and metamorphic evolution of the Hellenic-Dinaric ophiolites. In: DIXON J.E. & ROBERTSON, A.H.F. (Eds.) *The geological evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. London, Spec. Publ.* **17**, 619-627.
- SPRAY, J.G. & RODDICK, J.C. (1980): Petrology and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of some Hellenic sub-ophiolite metamorphic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **72**, 43-55.
- TERRY, J.P. & MERCIER, M. (1971): Sur l'existence d'une série détritique berriassienne intercalée entre la nappe

- des ophiolites et le flysch Éocène de la nappe du Pinde (Pinde septentrional, Grèce). *C. R. somm. Soc. géol. France*, 71-73.
- ZIMMERMAN, J.Jr. (1972): Emplacement of Vourinos ophiolite complex, Northern Greece. *Geol. Soc. Am. Mem.* **132**, 225-239.

ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ
TECTONICS

ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΕΣ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΕΙΣ ΣΤΗΝ ΕΡΕΥΝΑ ΤΟΥ ΚΑΛΥΜΜΕΝΟΥ ΡΗΓΜΑΤΟΣ ΤΑΤΟΪΟΥ*

Ι. ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ¹, Ι. ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ², Π. ΚΑΜΠΟΥΡΗΣ¹, Η. ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ², Τ. ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ¹

ΣΥΝΟΨΗ

Έχει πολύ μεγάλη σημασία ο εντοπισμός ρηγμάτων που δεν φτάνουν στην επιφάνεια, ιδιαίτερα σε περιοχές που πρόκειται να κατασκευαστούν τεχνικά έργα ή να οικοδομηθούν. Στην παρούσα εργασία παρουσιάζονται τα γεωλογικά, τεκτονικά και γεωφυσικά στοιχεία με τα οποία τεκμηριώνεται η ύπαρξη ενός ρήγματος στην περιοχή δυτικά του αεροδρομίου του Τατοΐου, το οποίο δεν φθάνει μέχρι την επιφάνεια, αφού έχει καλυφθεί με τους ανώτερους ορίζοντες των τεταρτογενών κροκαλολατυποπαγών του κώνου των Θρακομακεδόνων.

ABSTRACT

It is very important blind faults surface localization, especially in areas where buildings will be constructed. In this paper, the combination of geological, tectonic and geophysical data suggest the presence of a blind fault in the area west of Tatoi airport. This fault is covered by the uppermost horizons of the quaternary breccia-conglomerates of the Thrakomakedones talus.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Τατόι, ρήγμα, θρακομακεδόνες, γεωηλεκτρικά.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Το λεκανοπέδιο των Αθηνών αποτελεί ένα σύνθετο νεοτεκτονικό βύθισμα διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ που έχει σχηματισθεί μεταξύ των ορέων της Πάρνηθας και του Αιγάλεω στα δυτικά και της Πεντέλης και του Υμηττού στα ανατολικά, έχει δε πληρωθεί κυρίως με λιμναίες και ποταμοχερσαίες αποθέσεις από το Ανώτερο Μειόκαινο μέχρι σήμερα (FREYBERG, 1951).

Οι ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ & ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ (2000) διακρίνουν μία σειρά βυθίσματα και κέρατα μικρότερης τάξης μέσα στο τμήμα του λεκανοπέδιου των Αθηνών που βρίσκεται δυτικά του Κηφισού ποταμού. Αυτές οι νεοτεκτονικές δομές οριοθετούνται μεταξύ τους με ρήγματα οι διευθύνσεις των οποίων είναι ΔΒΔ-ΑΝΑ ή ΒΑ-ΝΔ. Το λεκανοπέδιο έχει πληρωθεί με μεταλιτικές αποθέσεις λιμναίες και χερσαίες φάσης από το Ανώτερο Μειόκαινο μέχρι σήμερα το πάχος των οποίων σύμφωνα με τον Β. V. FREYBERG (1951) υπερβαίνει κατά θέσεις τα 600 μέτρα. Η λεπτομερής γεωλογική χαρτογράφηση της σεισμόπληκτης περιοχής του σεισμού της Πάρνηθας του 1999, σε συνδυασμό με την κατανομή των ζημιών όπως αυτές χαρτογραφήθηκαν από τους ΜΑΡΙΝΟΣ *et al.* (1999), δείχνουν ότι δεν είναι τυχαία η κατανομή των ζημιών αλλά σε ένα σημαντικό βαθμό εξαρτώνται από την παρουσία ή όχι κάποιων ρηγμάτων που δεν φθάνουν στην επιφάνεια. Αυτή ήταν η βασική σκέψη ώστε να προσανατολισουμε την έρευνα με γεωφυσικές μεθόδους προκειμένου να εντοπίσουμε αυτό ή αυτά τα ρήγματα. Επειδή ο κατοικημένος χώρος δεν ήταν εύκολα προσβάσιμος για αυτού του τύπου τις έρευνες, προσανατολιστήκαμε στην περιοχή που πρόκειται να οικοδομηθεί το Ολυμπιακό Χωριό βόρεια του Μενιδίου και δυτικά του αεροδρομίου του Τατοΐου, όπου τα μορφοτεκτονικά χαρακτηριστικά της περιοχής υποδηλώνουν την πιθανή παρουσία τεκτονικών ζωνών. Για το σκοπό αυτό εκτελέστηκαν πέντε (5) γεωηλεκτρικές βυθσκοπήσεις (Εικόνα 2). Επί πλέον, για διερεύνηση των ηλεκτρικών ιδιοτήτων των γεωλογικών σχηματισμών και την αξιολόγηση των γεωηλεκτρικών αποτελεσμάτων, διεξήχθησαν 'επί τόπου' (*in situ*) μετρήσεις της ειδικής αντίστασης, τόσο σε επιφανειακές εμφανίσεις (κυρίως της μάργας) όσο και σε θέσεις παλαιών γεωτρήσεων, στην ευρύτερη περιοχή.

2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ-ΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Ένα τμήμα του λεκανοπέδιου των Αθηνών αποτελεί ένα σύνθετο νεοτεκτονικό βύθισμα διεύθυνσης ΒΑ-

* GEOELECTRICAL SURVEY FOR TATOI (ATHENS, GREECE) BLIND FAULT

1. Εθνικό & Καποδιστριακό Παν/μιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας, Τομέας Γεωφυσικής-Γεωθερμίας, Πανεπιστημιούπολη, Ζωγράφου, 157 84.

2. Γεωλογίας Εθνικού & Καποδιστριακού Παν/μιου Αθηνών, Πανεπιστημιούπολη, Ζωγράφου, 157 84.

ΝΔ που έχει σχηματισθεί μεταξύ των ορέων της Πάρνηθας και του Αιγάλεω στα δυτικά και του της Πεντέλης και του Υμηττού στα ανατολικά, το οποίο έχει πληρωθεί κυρίως με λιμναίες και ποταμοχερσαίες αποθέσεις από το Ανώτερο Μειόκαινο μέχρι σήμερα (FREYBERG, 1951). Οι παλαιότερες μεταλλικές αποθέσεις είναι ανωμειοκαινικής ηλικίας, λιμναίας φύσης, αποτελούμενες κυρίως από μάργες, και αργίλους με παρουσία λιγνιτών των οποίων γινόταν εκμετάλλευση στο Περιστέρι και το Ν. Ηράκλειο. Το πάχος αυτών των αποθέσεων είναι μεγάλο και σύμφωνα με τον B. V. FREYBERG (1951) είναι μεγαλύτερο των 300 μέτρων.

Κατά το Πλειόκαινο το υλικό που αποτίθεται είναι σαφώς πιο αδρομερές σε σχέση με εκείνο του Ανωτέρου Μειόκαινου. Στη βάση απαντούν άμμοι και ψαμίτες, οι οποίοι εξελίσσονται σε κροκαλοπαγή ενώ η ιζηματογένεση κλίνει με λεπτομερές υλικό πάλι ήτοι με λευκούς ασβεστόλιθους και αργίλους που πολύ πιθανά να περνάνε και στο Πλειστόκαινο (B. V. FREYBERG, 1951). Θα πρέπει να σημειωθεί ότι η προέλευση των κροκαλών των κροκαλοπαγών είναι αποκλειστικά από τα μεταμορφωμένα πετρώματα. Τα κροκαλοπαγή δεν απαντούν στο ΝΔ τμήμα της λεκάνης δηλαδή στην περιοχή του Δαφνίου και του Περιστερίου, ενώ από τα νοτιοδυτικά (Δαφνί, Περιστέρι) προς τα βορειοανατολικά το πάχος τόσο των κροκαλοπαγών όσο και γενικά των πλειοκαινικών αποθέσεων αυξάνει. Για παράδειγμα το πάχος των πλειοκαινικών αποθέσεων στην περιοχή Άνω Λιοσίων - Μενιδίου υπερβαίνει τα 400 μέτρα.

Βόρεια του Μενιδίου εμφανίζονται πάλι οι ανωμειοκαινικές λιμναίες αποθέσεις, οι οποίες προς βορρά καλύπτονται διαδοχικά από χερσαίες τεταρτογενείς, ως επί το πλείστον, αδρομερείς αποθέσεις, συνιστάμενες κυρίως από τον μεγάλο κώνο κορημάτων των Θρακομακεδόνων στα βορειοδυτικά ή τις ποτάμιες αποθέσεις στα βορειοανατολικά.

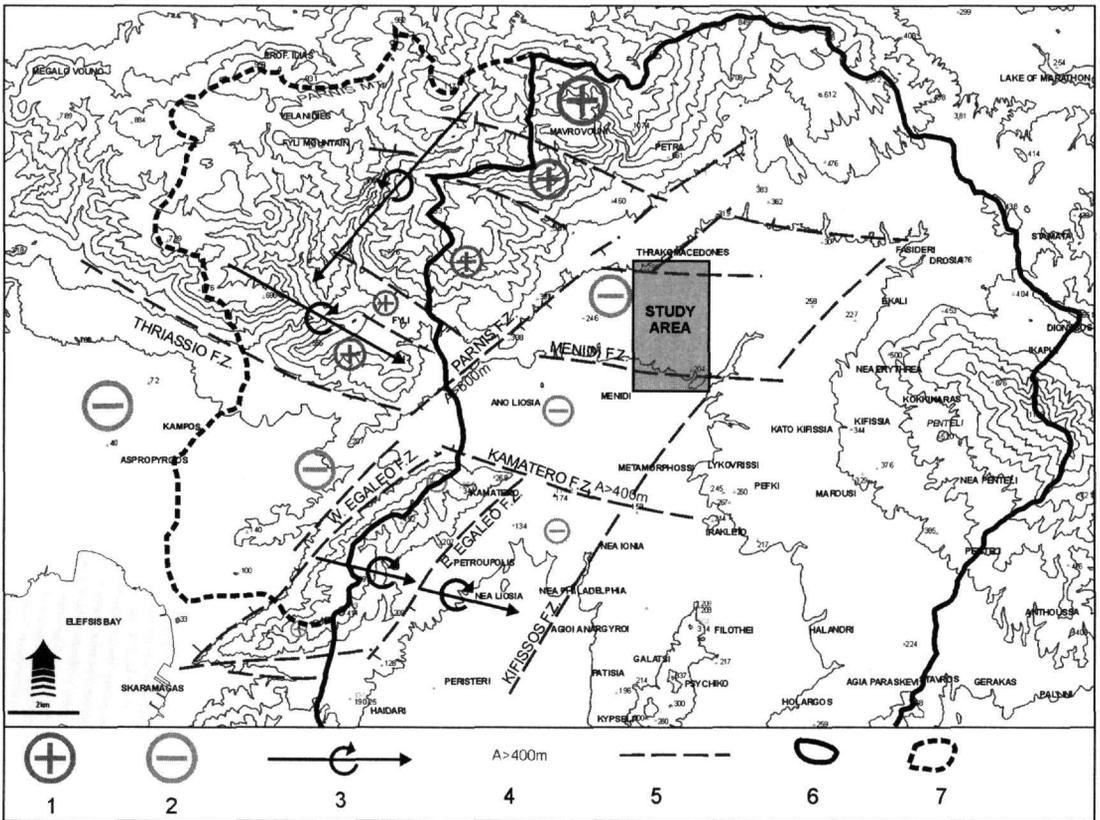
Τέλος οι νεογενείς αποθέσεις καλύπτονται από ποτάμιες αποθέσεις και κώνους κορημάτων. Η προέλευση του κλασικού υλικού είναι αποκλειστικά από τα αμεταμόρφωτα πετρώματα της Πάρνηθας, σχηματίζοντας ένα πολύ χαρακτηριστικό κώνο στην περιοχή των Θρακομακεδόνων.

Συνοψίζοντας τα παραπάνω για τις μεταλλικές αποθέσεις του λεκανοπέδιου των Αθηνών, οι ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ & ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ (2000) καταλήγουν στα ακόλουθα συμπεράσματα, σχετικά με την περίοδο απόθεσης των ιζημάτων:

- Σήμερα βλέπουμε τα υπολείμματα αποθέσεων μιας μεγάλης λίμνης, δεδομένου ότι αντίστοιχης ηλικίας λιμναίοι σχηματισμοί απαντούν τόσο βόρεια της Πάρνηθας (περιοχή Μαλακάσας, Αυλώνα, κλπ.), όσο και νότια στη λεκάνη των Μεγάρων. Αυτό σημαίνει ότι ο ευρύτερος χώρος της Πάρνηθας περιβαλλόταν από μία μεγάλη ενιαία(?) λίμνη ή από λίμνες και πρέπει να ήταν μακριά από θάλασσα αφού δεν απαντούν ίχνη θαλάσσιας επίδρασης, ενώ υπάρχουν ορισμένες ενδείξεις που υποδηλώνουν ότι η στάθμη της τότε λίμνης δεν θα πρέπει να είχε μεγάλη υψομετρική διαφορά, από τη στάθμη της τότε θάλασσας.
- Την τεκτονική ηρεμία του Ανωτέρου Μειόκαινου, διαδέχεται μία φάση τεκτονικής δραστηριότητας του Πλειόκαινου, η οποία φαίνεται ότι θίγει μόνο το ανατολικό τμήμα της λεκάνης, καθώς οι κροκάλες προέρχονται μόνο από τις μεταμορφωμένες ενότητες. Η Πάρνηθα επομένως κατά το Πλειόκαινο θα πρέπει να είχε μικρότερη ενέργεια αναγλύφου από την Πεντέλη και τον Υμηττό, ώστε να μην τροφοδοτεί με υλικό, αφού ανάμεσα στις κροκάλες των πλειοκαινικών κροκαλοπαγών δεν έχουν παρατηρηθεί κροκάλες που να προέρχονται από τη Πάρνηθα.

3. ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ ΚΑΙ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ

Ο ευρύτερος χώρος της Αττικής παρουσιάζει μία σύνθετη μεταλλική μορφοτεκτονική δομή, η οποία αποτελείται από τα εξής μεγάλα ρηξιτεμάχια 1^{ης} τάξης: τα τεκτονικά κέρατα της Πάρνηθας, του Αιγάλεω, του Υμηττού και της Πεντέλης και τα τεκτονικά βυθίσματα του Θριάσιου πεδίου και του λεκανοπέδιου των Αθηνών. Μέσα σ' αυτές τις 1^{ης} τάξης δομές απαντώνται 2^{ης}, 3^{ης} κλπ. μικρότερης τάξης βυθίσματα και κέρατα. Ολόκληρη η περιοχή επομένως είναι κατακερματισμένη σε πολλά ρηξιτεμάχια. Η γεωμετρία αυτών ρηξιτεμαχίων είναι σύνθετη με επικρατούσες διευθύνσεις ΔΒΔ-ΑΝΑ και ΒΑ-ΝΔ (Εικόνα 1).



Εικόνα 1. Σχηματικός χάρτης στον οποίο φαίνονται οι κύριες ρηξιγενείς ζώνες του ευρύτερου χώρου της περιοχής μελέτης. 1. ανύψωση, 2. βύθιση, 3. άξονας περιστροφής, 4. εκτιμώμενο κατακόρυφο άλμα, 5. ρηξιγενής ζώνη, 6. υδροκρίτης λεκάνης Κηφισού π., 7. υδροκρίτης λεκάνης Γιαννούλα π. (MARIOLAKOS & FOUNTOULIS, 2000).

Figure 1. Sketch map depicting the major fault zones of the earthquake affected area: 1: uplift, 2: subsidence, 3: rotational axis, 4: estimated vertical throw, 5: fault zone, 6: watershed of Kifissos R. basin, 7: watershed of Giannoulas R. basin. The relative size of the markers for uplift or subsidence indicates respective rate (after MARIOLAKOS & FOUNTOULIS, 2000).

Λαμβάνοντας υπόψη τα γεωλογικά και τεκτονικά στοιχεία, την λεπτομερή γεωλογική χαρτογράφηση των Νεογενών σχηματισμών (FREYBERG, 1951) και τη μορφοτεκτονική μελέτη (MARIOLAKOS & FOUNTOULIS, 2000), εξάγονται τα παρακάτω συμπεράσματα:

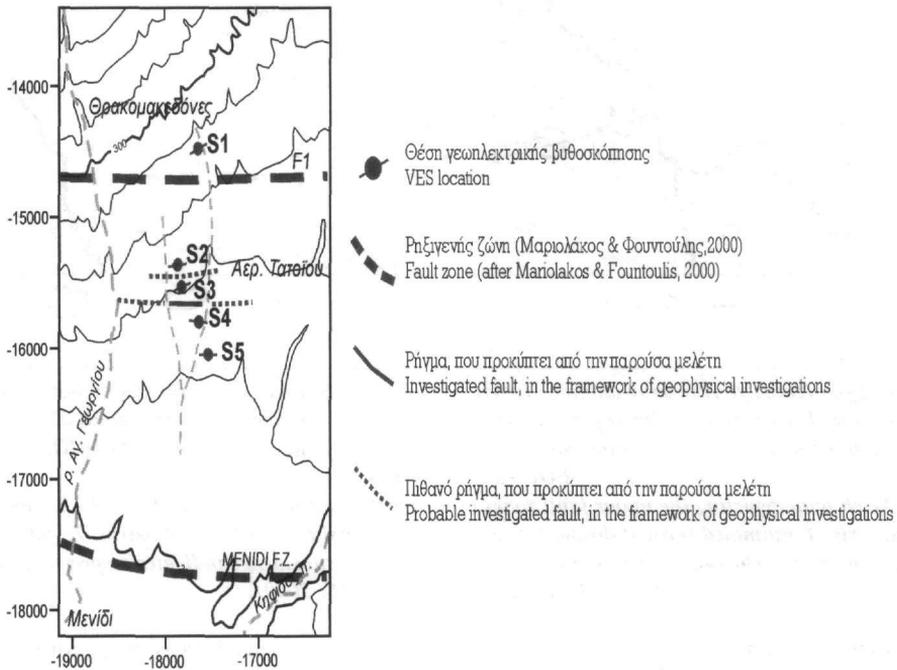
- Τα άλματα των ρηγμάτων που οριοθετούν τα επιμέρους ρηξιτεμάχια ποικίλουν. Έτσι μεταξύ των ρηξιτεμαχίων της Πετρούπολης και Μενιδίου το άλμα, από το Πλειόκαινο μέχρι σήμερα, είναι μεγαλύτερο από 400 μέτρα, ενώ το άλμα μεταξύ των ρηξιτεμαχίων Μενιδίου και Φυλίας, από το Πλειόκαινο μέχρι σήμερα, είναι μεγαλύτερο από 600 μέτρα.
- Η περιοχή Άνω Λιοσίων – Μενιδίου, ανήκει σε ένα ρηξιτέμαχος (τεκτονικό βύθισμα), το οποίο παρουσιάζει διαχρονικά μεγαλύτερη βύθιση τα τελευταία 5 Ma περίπου, μέσα σε μία περιοχή που περιστρέφεται γύρω από οριζόντιο άξονα διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ προς τα ΒΑ, περιορίζοντας προοδευτικά την έκταση της τότε λίμνης προς τα ΒΑ, τμήμα της οποίας αποτελεί υπόλειμμα αφού παραμένει μέχρι και σήμερα περιοδικά λίμνη (βλέπε στάση Λίμνη στα Άνω Λιόσια).
- Το υπόβαθρο πολλών ρηξιτεμαχίων βρίσκεται σήμερα πολύ χαμηλότερα από τη σημερινή στάθμη της θάλασσας, γεγονός υποδηλωτικό της συνεχούς βύθισης παρότι στο σύνολό της η περιοχή ανέρχεται.
- Το μεγαλύτερο υψόμετρο εμφάνισης των λιμναίων αποθέσεων (περίπου 600 μέτρα), βρίσκεται στην περιοχή των Θρακομακεδόνων δηλαδή στο περιθώριο της Πάρνηθας όπου παρουσιάζονται και τα μεγαλύτερα απόλυτα υψόμετρα (περίπου 1.100 μέτρα) του ορεινού όγκου. Σ' αυτή την περιοχή οι κλίσεις των λιμναίων

είναι 35¹ προς τα ΒΑ. Τούτο σημαίνει ότι οι ανοδικές κινήσεις της Πάρνηθας θα πρέπει να έχουν γίνει μετά την απόθεση πλειοκαινικών λιμναίων αποθέσεων κατά το Πλειστόκαινο, κάτι που είχε ως συνέπεια την δημιουργία του μεγάλου κώνου κορημάτων στην περιοχή, ο οποίος είχε αποκλειστική τροφοδοσία από την Πάρνηθα.

4. ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ

Η γεωηλεκτρική μέθοδος γενικά παρέχει αξιόπιστα αποτελέσματα, σε περιπτώσεις οριζόντιων γεωλογικών σχηματισμών και ομαλών τοπογραφικών αναγλύφων (ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ Τ., 1985, ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ *et al.*, 1987, ΗΑΕΝΙ, 1995, LARSON, 1995, ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ Ι., 1998, ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ Ι. *et al.*, 1999). Οι μετρήσεις υπαίθρου διεξήχθησαν με όργανα υψηλής τεχνολογίας και πιστότητας (*Terrameter SAS 300C & SAS 2000 Booster*).

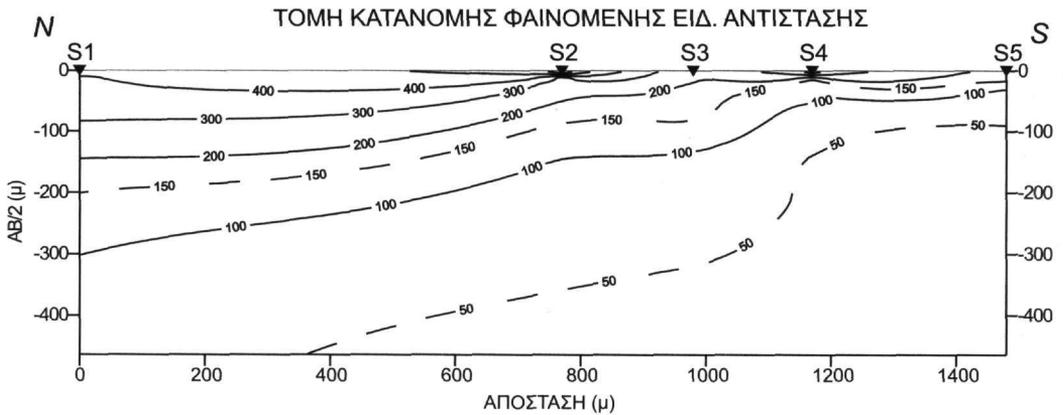
Ειδικότερα, χρησιμοποιήθηκε η διάταξη Schlumberger με μέγιστο ανάπτυγμα ηλεκτροδίων ρεύματος (ΑΒ) 1000 μέτρων και βάθος έρευνας μεγαλύτερο των 200 μέτρων. Εκτελέστηκαν 5 γεωηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις (Εικόνα 2). Η οικιστική ανάπτυξη στην ευρύτερη περιοχή, δεν επέτρεπε τη διεξαγωγή περισσότερων βυθοσκοπήσεων, για τα βάθη που απαιτούσε η συγκεκριμένη έρευνα.



Εικόνα 2. Χάρτης της περιοχής μελέτης.
Figure 2. Location map of the area under investigation.

Η μελέτη των ηλεκτρικών ιδιοτήτων των πετρωμάτων στην περιοχή έρευνας πραγματοποιήθηκε με την εκτέλεση 'επί τόπου' (*in situ*) μετρήσεων της ειδικής αντίστασης, σε θέσεις εμφάνισης των μεταλλικών αποθέσεων που απαντούν στην ευρύτερη περιοχή έρευνας. Από τις μετρήσεις αυτές προέκυψε ότι οι τιμές της ειδικής αντίστασης της μάργας κυμαίνονται από 25-65 Ohm.m, ανάλογα με την περιεκτικότητα της σε αργιλικά και ψαμμιτικά υλικά, αντίστοιχα. Από μετρήσεις της ειδικής αντίστασης, σε θέσεις παλαιών γεωπηρήσεων, προέκυψαν τιμές από 350-500 Ohm.m και 70-250 Ohm.m, για τα συνεκτικά και τα χαλαρά κροκαλολατυποπαγή, αντίστοιχα.

Για τον έλεγχο της πλευρικής ανομοιογένειας των γεωλογικών σχηματισμών σε δύο διαστάσεις (ψευδο2-D), κατασκευάστηκε η τομή της φαινόμενης ειδικής αντίστασης της Εικόνας 3. Η κατασκευή τέτοιων παραστάσεων από στοιχεία που έχουν προκύψει από την επεξεργασία των πρωτογενών δεδομένων, χωρίς την μεσολάβηση αλγόριθμων ποσοτικής ερμηνείας που χρησιμοποιούνται στα λογισμικά πακέτα, δίδει μία καλύτερη εικόνα της στρωματογραφικής διάρθρωσης.

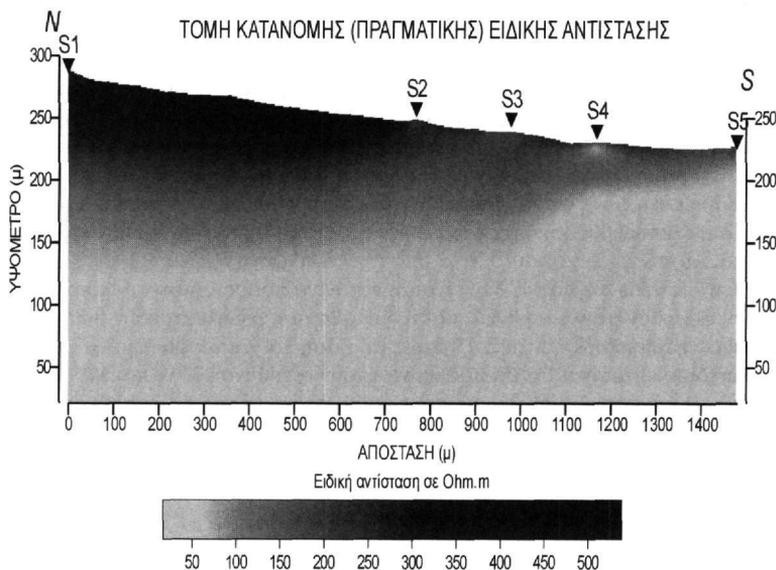


**Εικόνα 3. Τομή κατανομής της φαινόμενης ειδικής αντίστασης.
Figure 3. Apparent resistivity cross-section.**

Με τον τρόπο αυτό πραγματοποιήθηκε μία πρώτη προσέγγιση (ποιοτική) των γεωηλεκτρικών αποτελεσμάτων και εκτιμήθηκε η αξιοπιστία της ποσοτικής ανάλυσης των βυθοσκοπήσεων, που έχει προκύψει από 1-D επεξεργασία και ερμηνεία. Από την τομή αυτή προκύπτει:

- μία προοδευτική μείωση των τιμών των φαινόμενων ειδικών αντιστάσεων από $\sim 600 \text{ Ohm.m}$ σε $\sim 25 \text{ Ohm.m}$, από την επιφάνεια (μικρές αποστάσεις $AB/2$) προς μεγαλύτερα βάθη (μεγάλες αποστάσεις $AB/2$).
- μία γενικότερη βύθιση των ισότιμων καμπύλων φαινόμενης ειδικής αντίστασης από νότο προς βορρά, δηλαδή από τη θέση της βυθοσκόπησης S5 προς την S1.
- μία απότομη βύθιση των ισότιμων καμπύλων στην περιοχή των βυθοσκοπήσεων S3 και S4, γεγονός που αξιολογείται ως πλευρική ασυνέχεια των γεωηλεκτρικών σχηματισμών στην περιοχή.

Για την ποσοτική ερμηνεία των μετρήσεων, χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος της αντιστροφής που επινόησε ο A. A. R. ZOHDI (1989), η οποία καθορίζει τόσα στρώματα όσα είναι τα ψηφιοποιημένα σημεία της καμπύλης υπαίθρου ρ_a ($AB/2$). Είναι μία θεωρητικά απλή και ευφυής μέθοδος, η οποία παρέχει αξιόπιστα αποτελέσματα



**Εικόνα 4. Τομή κατανομής της (πραγματικής) ειδικής αντίστασης μετά του βάθους, σε κλίμακα 1:2.
Figure 4. Resistivity cross-section, in scale 1:2.**

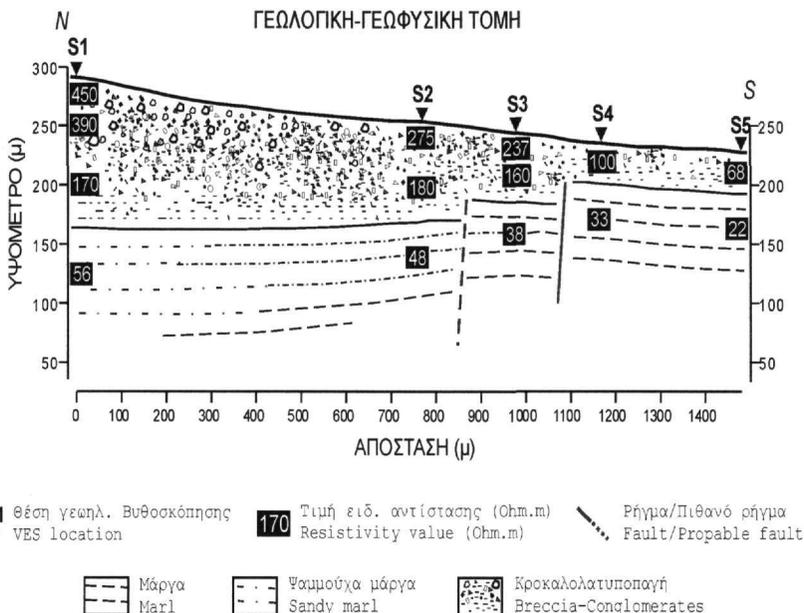
σε περιβάλλοντα ιζηματογενών λεκανών (YUNGUL, 1996). Μετά την ποιοτική παρουσίαση της φαινόμενης ειδικής αντίστασης και την αδρή σκιαγράφηση της στρωματογραφικής διάρθρωσης, χαράχθηκε η τομή της κατανομής της (πραγματικής) ειδικής αντίστασης με το βάθος, σύμφωνα με τα αποτελέσματα της ποσοτικής ανάλυσης 1-D (Εικόνα 4). Η κατασκευητέτοιων παραστάσεων αποδίδει πληρέστερη εικόνα σε δύο (ψευδο2-D απεικόνιση) διαστάσεις, της κατανομής της ειδικής αντίστασης με το βάθος και εξήχθησαν συμπεράσματα για τη φύση και τη δομή των υπεδαφικών σχηματισμών που διερευνήθηκαν. Από την τομή αυτή προκύπτει η ίδια περίπου εικόνα με εκείνη της φαινόμενης ειδικής αντίστασης, με μία γενικότερη βύθιση των ισότιμων καμπύλων (πραγματικής) ειδικής αντίστασης από νότο προς βορά και μία απότομη βύθιση τους στην περιοχή των βυθοσκοπήσεων S3 και S4.

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Με βάση τα υπάρχοντα γεωλογικά και τεκτονικά στοιχεία καθώς και τα γεωφυσικά δεδομένα, κατασκευάστηκε η γεωλογική-γεωφυσική τομή της Εικόνας 5.

Από την τομή φαίνεται ότι:

- Ο σχηματισμός των κροκαλολατυποπαγών καλύπτει επιφανειακά το σύνολο της περιοχής.
- Από τις τιμές των ειδικών αντιστάσεων, αδρομερή υλικά με έντονο το ανθρακικό στοιχείο (300-500 Ohm.m) πάχους ~50-85 μέτρα, απαντώνται στις βόρειες και κεντρικές περιοχές του πεδίου έρευνας, αντίστοιχα (βυθοσκοπήσεις S1, S2 και S3). Τα υλικά αυτά εξελίσσονται βαθύτερα σε λεπτομερέστερα (170-180 Ohm.m).
- Ο επιφανειακός αδρομερής σχηματισμός των βορείων και κεντρικών περιοχών, προς νότο εξελίσσεται προοδευτικά σε λεπτομερέστερο (70-100 Ohm.m) (βυθοσκοπήσεις S4 και S5).
- Ως υπόβαθρο στην περιοχή έρευνας διερευνήθηκε σχηματισμός 25-65 Ohm.m, που αποδίδεται στη μάργα με αργιλικά και ψαμμιτικά υλικά, αντίστοιχα. Χαρακτηριστικό είναι ότι ο σχηματισμός αυτός εμφανίζεται επιφανειακά νοτιότερα στο ρέμα Χελιδονούς και σε φυσικές τομές στον ποταμό Κηφισό και βορειότερα στην περιοχή των Θρακομακεδόνων.
- Η μάργα προσδιορίστηκε στις θέσεις των βυθοσκοπήσεων S5 και S4 (νότια) σε βάθος ~35 μέτρων, στην S3 σε βάθος ~60 μέτρων και στις S2 και S1 σε βάθος ~85 & ~130 μέτρων αντίστοιχα. Η προοδευτική αύξηση των τιμών της ειδικής αντίστασης, 25-65 Ohm.m, που υπολογίστηκαν βορειότερα, αποδίδεται στην ύπαρξη άμμων και ψαμμιτών, αντίστοιχα, μέσα στο σχηματισμό του υποβάθρου.
- Η οροφή της μάργας, ενώ στις θέσεις των βυθοσκοπήσεων S5 και S4, προσδιορίζεται σε απόλυτο υψόμετρο ~190 μέτρα και ~205 μέτρα, αντίστοιχα, στη βυθοσκόπηση S3 προσδιορίζεται σε απόλυτο υψόμετρο ~180 μέτρων, στην S2 σε ~170 μέτρα και στην S1 σε ~165 μέτρα.
- Λαμβάνοντας υπόψη τα γεωλογικά, τεκτονικά και νεοτεκτονικά χαρακτηριστικά της ευρύτερης σεισμόπληκτης περιοχής Πάρνηθας-λεκανοπεδίου Αθηνών (Εικόνα 1), τις γεωλογικές παρατηρήσεις στην περιοχή Θρακομακεδόνων - Μενιδίου, την ποιοτική (Εικόνα 3) και την ποσοτική (Εικόνα 4) ερμηνεία των γεωφυσικών διασκοπήσεων, προκύπτει ότι στην περιοχή μεταξύ των βυθοσκοπήσεων S3 και S4 (δυτικά του αεροδρομίου Τατοΐου) εντοπίστηκε ρήγμα, με κατακόρυφο άλμα περίπου 25 μέτρα (Εικόνα 2). Το ρήγμα αυτό δεν εμφανίζεται στην επιφάνεια, αλλά «σβήνει» μέσα στους ανώτερους ορίζοντες των τεταρτογενών κροκαλολατυποπαγών. Το ρήγμα αυτό του Τατοΐου, βρισκείται πλησίον της ρηξιγενούς ζώνης F1 (Εικόνα 2) και πιθανόν να ανήκει στη ζώνη αυτή. Παρατηρείται επίσης μία μικρή βύθιση της οροφής της μάργας (περίπου 10 μέτρα), μεταξύ των βυθοσκοπήσεων S2 και S3, η οποία πιθανόν να αποκαλύπτει την ύπαρξη ενός δεύτερου ρήματος, που ανήκει και αυτό στην ίδια ρηξιγενή ζώνη F1.
- Η διεύθυνση των παραπάνω ρηγμάτων δεν είναι δυνατόν να προσδιοριστεί με ακρίβεια, δεδομένου ότι τα ρήγματα αυτά δεν φθάνουν στην επιφάνεια και η διάταξη των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων δεν βοηθά στον προσδιορισμό της διεύθυνσης τους. Πάντως με βάση τα χαρτογραφημένα ρήγματα στον ευρύτερο χώρο του λεκανοπεδίου εκτιμάται ότι θα πρέπει να έχουν διεύθυνση E-W και WNW-ESE.
- Είναι γεγονός ότι μία πυκνότερη κάλυψη με γεωφυσικά στοιχεία της περιοχής έρευνας, με την εφαρμογή και άλλων μεθοδολογιών (βαρυτικές μετρήσεις), θα έδινε περισσότερα στοιχεία για το τεκτονικό καθεστώς της περιοχής και αποτελεί μελλοντικό στόχο των συγγραφέων.



Εικόνα 5. Γεωλογική τομή, όπως προέκυψε μετά την εκτέλεση των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων, σε κλίμακα 1:2.
Figure 5. Geological section based on geophysical results, in scale 1:2.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ, Ι., 1998, Συμβολή των γεωφυσικών μεθόδων στη διερεύνηση των υδρογεωλογικών συνθηκών του οροπεδίου της Τρίπολης. *Διδακτορική διατριβή, Παν/μιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας* σ. 310, Αθήνα.
- ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ Ι., ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ Τ. & ΛΕΚΚΑΣ Σ., 1999, Η παλαιογεωγραφική εξέλιξη του οροπεδίου βόρεια της Τρίπολης, από το Α. Πλειόκαινο έως σήμερα. 5^ο Πανελλήνιο Γεωγραφικό Συνέδριο, 11-13 Νοεμβρίου, Αθήνα.
- FREYBERG, B. V., 1951, Das Neogen – Gebiet nordwestlich Athen. *Annal Geol. Pays Hellen.* III, s. 65-86.
- HAENI, F.P., 1995, Application of surface-geophysical methods to investigations of sand and gravel aquifers in the glaciated northeastern United States. *US Geological Survey Professional Paper*, 1415(A), 70pp.
- ΚΑΤΣΙΚΑΤΣΟΣ, Γ., ΜΕΤΤΟΣ, Α., ΒΙΔΑΚΗΣ, Μ., ΔΟΥΝΑΣ, Α., 1986, Γεωλογικός Χάρτης της Ελλάδας, κλίμακα 1/50.000, Φύλλο «Αθήνα-Ελευσίς». Έκδοση ΙΓΜΕ.
- MARINOS, P., BOUKOVALAS, G., TSIAMBAOS, G., PROTONOTARIOS, G., SABATAKAKIS, N., & Collaborators, 1999, Damage distribution in the Western part of Athens after the 7-9-99 earthquake, In European Centre on Prevention and Forecasting of Earthquakes Newsletter, December 1999, Issue No 3, 37-39.
- MARIOLAKOS, I. & FOUNTOULIS, I., 2000, The Athens earthquake September 7, 1999: the neotectonic regime of the affected area *Ann. Geol. D. Pays Hellen.* 38, fasc B, 165-174, ISSN: 1105-0004.
- ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, Η., ΛΟΥΗΣ, Ι. & ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ, Τ., 1987, Γεωμορφολογία του Αλπικού υποβάθρου της νεοτεκτονικής λεκάνης της Άνω Μεσσηνίας & η μορφοτεκτονική της ερημνεία. *Πρακτικά 1ου Πανελληνίου Γεωγραφικού Συνεδρίου.* τ. Β, 53-67.
- ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ, Τ., 1985, Γεωφυσικές Έρευνες στην Περιοχή της Λεκάνης Μεγαλόπολης. *Διδακτορική διατριβή, Παν/μιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας* σ. 205, Αθήνα.
- YUNGUL, S.H., 1996, Electrical Methods in Geophysical Exploration of Deep Sedimentary Basin. *Chapman & Hall*, 197p.
- ZOHDY, A.A.R., 1989, A new method for the automatic interpretation of Schlumberger and Wenner soundings curves. *Geophysics*, vol. 54, 2: 245-253.

ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΟΥ ΚΡΥΣΤΑΛΛΟΣΧΙΣΤΩΔΟΥΣ ΚΑΤΑ ΤΗΝ ΔΙΑΡΚΕΙΑ ΤΟΥ ΚΡΗΤΙΔΙΚΟΥ

(ΔΥΤΙΚΟ ΤΜΗΜΑ ΟΡΟΣΕΙΡΑΣ ΒΟΡΑ, ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ, ΕΛΛΑΔΑ)*

A. ΑΥΓΕΡΙΝΑΣ¹, A. ΚΙΛΙΑΣ¹, A. ΚΟΡΩΝΑΙΟΣ¹, Δ. ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ¹, W. FRISCH², I. DUNKL²
& T. MOST²

ΣΥΝΟΨΗ

Στο Πελαγονικό κρυσταλλοσχιστώδες στο δυτικό Βόρα, αναγνωρίστηκε ένα D₁-τεκτονικό γεγονός κάτω κρητιδικής ηλικίας συν-μεταμορφικό ως προς μία, υψηλής πρασινοσχιστολιθικής-χαμηλής αμφιβολιτικής φάσης M₁-μεταμόρφωση (~135εκ. χρ. ηλικία ψύξης). Στο Μέσο-Άνω Κρητιδικό οι D₁ δομές επηρεάζονται από ένα, κυρίαρχο, D₂-τεκτονικό γεγονός, με κύρια έννοια της κίνησης προς τα ΝΑ. Το D₂ συνοδεύτηκε από μια ανάδρομη πρασινοσχιστολιθικής φάσης M₂-μεταμόρφωση (~90εκ. χρ.). Η S₂-σχιστότητα πτυχώνεται συχνά από ασύμμετρες πτυχές ΒΔ-ΝΑ ανάπτυξης. Ένα νεότερο τεκτονικό γεγονός, που χαρακτηρίζεται από την ανάπτυξη ημιπλαστικών ζωνών διάτμησης με κύρια προς τα ΝΑ έννοια της κίνησης, επηρέασε σε ακόμα ψυχρότερες P-T συνθήκες στο Άνω Κρητιδικό (~60εκ. χρ.), κυρίως, τα ανώτερα τμήματα του κρυσταλλοσχιστώδους. Επίσης σε πλουτωνικά σώματα, που διεισδύουν το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο, προσδιορίστηκε ηλικία διείσδυσης 300±3εκ. χρ.

ABSTRACT

The kinematic of the Cretaceous deformation and the relationship between deformation and metamorphism of the Pelagonian crystalline was studied in Voras Mt (northern Greece).

The Pelagonian crystalline in this area has been subdivided into a lower, core part, consisting mainly of gneissic rocks and schists and an upper, cover part, consistine of schists and quartzites with marble intercalations. Intensely deformed granitic rocks of Upper Paleozoic age intrude the Pelagonian crystalline basement.

An S₁ foliation is the oldest fabric recognized in the Pelagonian crystalline. S₁ is mainly defined by syn-S₁ garnet (Gr₁), biotite (Bt₁), white mica (Wm₁), chloritoid, kyanite and plagioclase in the metapelitic rocks and green amphibole, epidote, plagioclase, and biotite (Bt₁) in the amphibolite. Garnet grows also in some cases post-kinematically. Ilmenite and tourmaline are often found in the pelitic rocks as well.

S₁ is overprinted by an S₂ foliation that developed as a crenulation cleavage. In most places, however, S₂ has destroyed all earlier fabrics and a single S₂ fabric is present related to, isoclinal or sheath folds intrafolial in places. S₂ in the metapelitic rocks is characterized by the syn-S₂ development of chlorite, white mica (Wm₂) and plagioclase. In the amphibolite S₂ is mainly defined by the syn-kinematic development of actinolite, plagioclase, biotite (Bt₂), white mica (Wm₂) and chlorite. During D₂ garnet (Gr₁) and biotite (Bt₁) are partially replaced by chlorite, while green amphibole is replaced by actinolite and chlorite. Chloritoid remains generally stable along the S₂-planes but in some places transforms to chlorite and sericite. Furthermore, D₂ was locally followed by a static post-kinematic annealing indicated by polygonal quartz microfibrils with equilibrated grain boundaries and triple points. The overall orientation of S₂ is dome shaped with a gentle SW-ward and NE-ward dip in the southwestern and northeastern flanks of the dome respectively. Syn-S₂ minerals defined a very well exposed NW-SE trending stretching lineation. Kinematic indicators show a main top to the SE sense of movement.

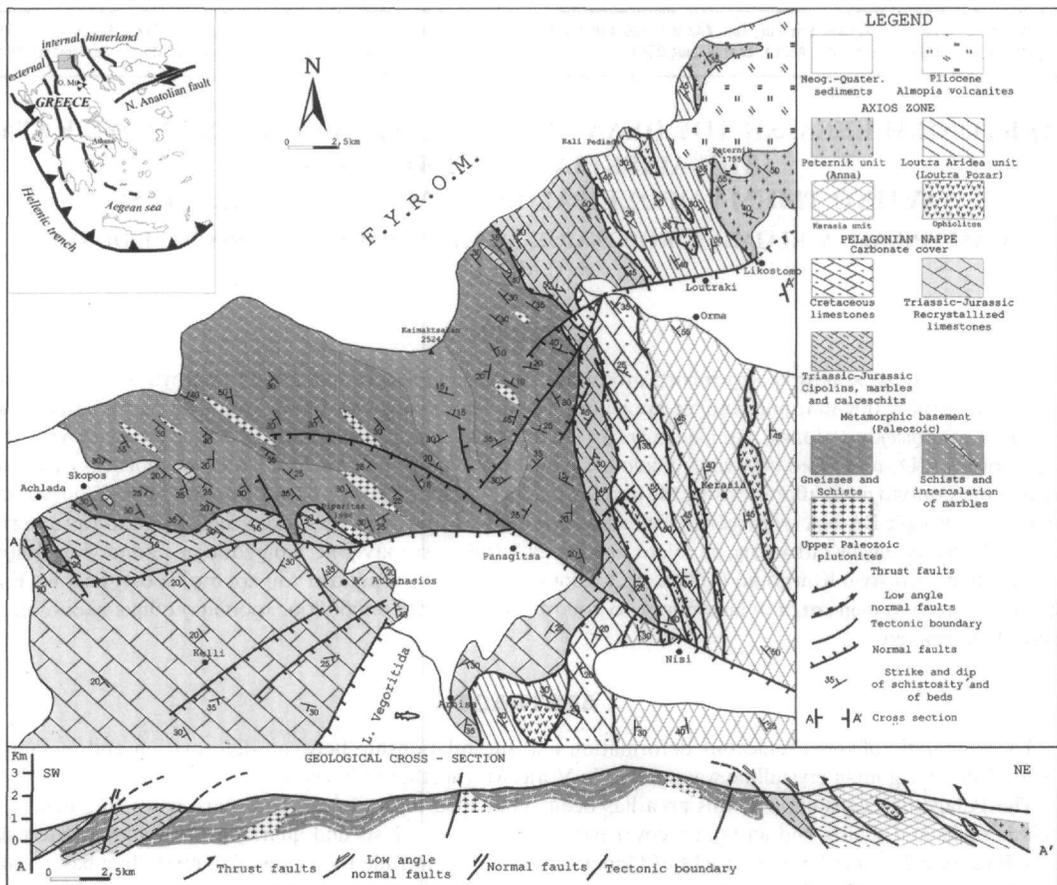
An S₃ crenulation cleavage associated with asymmetric NW-SE trending folds is also present in most parts of the core and cover rocks, possibly, related to a constrictional type of deformation.

A well developed, S₄ shear band cleavage is mainly present in the upper parts of the metamorphic dome and formed under cooler conditions. S₄ shear bands are associated with a NW-SE developed stretching lineation defined by elongated and dynamically recrystallized quartz grains and a preferred orientation of white mica and

* CRETACEOUS STRUCTURAL EVOLUTION OF THE PELAGONIAN CRYSTALLINE IN WESTERN VORAS MT (MACEDONIA, NORTHERN GREECE)

1. School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, GR-54006 Thessaloniki, Greece

2. Institut für Geologie und Paläontologie, Eberhard Karls-Universität 72076 Tübingen, Sigwartstr. 10, Germany.



Σχ. 1. Γεωλογικός χάρτης του δυτικού τμήματος της οροσειράς του Βόρα (Μακεδονία, Ελλάδα), (τροποποιημένος από Μουντράκης 1983 και Μιγιρός & Γαλεός 1990).

Fig. 1. Geological map of the western Voras Mt. (Macedonia, Greece), (modified by Mountrakis 1983 and Migiros & Galeos 1990).

chlorite. Along the S_4 shear bands a transformation of garnet, biotite, chloritoid and amphibole into chlorite is always observed. S_4 shear bands indicate a main top to the SE sense of movement.

The P-T metamorphic conditions were derived from textural equilibria and mineral assemblages, as well as from the spatial distribution of the metamorphic minerals. Syn- D_1 metamorphism reached the conditions of the boundaries between greenschist and amphibolite facies. Syn- D_2 retrogression took place under greenschist facie conditions.

K/Ar radiometric datings on coarse-grained syn- S_1 and younger fine-grained syn- S_2 micas define an Early Cretaceous cooling age (135Ma) for the older event and a Mid- to Late Cretaceous age (90-80Ma) for the second event. A white mica age of ca. 65Ma correlates with S_4 shear band cleavage. Furthermore, the intrusion age of a granitic body into the Pelagonian crystalline is dated using the Pb/Pb single zircon evaporation method. The estimated intrusion age of 300 ± 3 Ma suggests that the Pelagonian crystalline was affected by a pre-kinematic magmatic activity relative to its Cretaceous deformation.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Πελαγονικό κρυσταλλοσχιτώδες, Κρητιδικό, τεκτονική-μεταμόρφωση, γεωχρονολόγηση, οροσειρά Βόρα.

KEY WORDS: Pelagonian crystalline, Cretaceous, tectonics-metamorphism, geochronology, Voras Mountain.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ – ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ

Η περιοχή μελέτης καταλαμβάνει το δυτικό τμήμα της οροσειράς του Βόρα στην ΒΔ Μακεδονία (Βόρεια Ελλάδα). Ένα μεγάλο τμήμα της ανήκει γεωτεκτονικά στο Πελαγονικό κάλυμμα και το άλλο στην ζώνη Αξιού (Mercier 1968) (Σχ. 1).

Η γεωλογική δομή του δυτικού Βόρα μελετήθηκε από τους Mercier (1968), Μουντράκης (1976, 1983), Κίλιας (1980) και Kiliyas (1991). Όμως από την μελέτη αυτή, έλειπε η λεπτομερής ανάλυση της υφής και της κινηματικής.

Το γεγονός αυτό αποτέλεσε ένα σημαντικό κίνητρο για την επανατοποθέτηση της τεκτονικής ιστορίας της περιοχής του δυτικού Βόρα. Η εργασία αυτή αποτελεί ένα πρώτο βήμα για την προσπάθεια αυτή και περιλαμβάνει την μελέτη της τεκτονικής δομής και εξέλιξης, καθώς και της συνθήκες μεταμόρφωσης της κρυσταλλοσχιστώδους μάζας του Πελαγονικού καλύμματος στη συγκεκριμένη περιοχή.

Για τον σκοπό αυτό χαρτογραφήθηκε με λεπτομέρεια η κρυσταλλοσχιστώδης μάζα του δυτικού Βόρα με τους γεωλογικούς σχηματισμούς που την περιβάλλουν, μελετήθηκε η κινηματική της παραμόρφωσης και συσχετίστηκαν μεταξύ τους παραμόρφωση και P-T συνθήκες μεταμόρφωσης.

Η ζώνη Αξιού στην περιοχή μελέτης (Σχ. 1) αποτελείται από τις γεωλογικές ενότητες της Αλμωπίας, μέσα στις οποίες παρεμβάλλονται τεκτονικά οφιολιθικά πετρώματα του ωκεανού της Τηθύος. Οι γεωλογικές ενότητες της Αλμωπίας τοποθετούνται μεταξύ τους με την μορφή τεκτονικών λεπίων, τριτογενούς ηλικίας. Από τα ανατολικά προς τα δυτικά και από πάνω προς τα κάτω διακρίνονται στην, ενότητα Άνας (Πέτερνικ), ενότητα Λουτρών Αριδαίας (Λουτρών Πόζαρ) και ενότητα Κερασιάς. Οι ενότητες αυτές μαζί με τα οφιολιθικά πετρώματα τοποθετούνται τεκτονικά κατά την διάρκεια του Ηωκαίνου πάνω στο Πελαγονικό κάλυμμα (Medwenitsch 1956, Mercier 1968, Μουντράκης 1976, 1983 και Galeos et al. 1994).

Το Πελαγονικό κάλυμμα του Δυτικού Βόρα αποτελείται από πάνω προς τα κάτω από (Σχ. 1): (α) τον άνω κρητιδικής-παλαιοκαινικής ηλικίας φλύσχη, (β) τους ελαφρά ανακρυσταλλωμένους κρητιδικής ηλικίας ασβεστόλιθους, (γ) την ανακρυσταλλωμένη τριαδικοερασικής ηλικίας ανθρακική σειρά και (δ) το παλαιοζωϊκής ή και παλαιότερο κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο, που επαναδραστικοποιήθηκε κατά την αλπική ορογένεση και διακρίνεται, σε έναν κατώτερο τεκτονικό οριζοντα αποτελούμενο από γνεύσιους και σχιστόλιθους και σε έναν ανώτερο, σχιστολιθικό, τεκτονικό οριζοντα, στα ανώτερα τμήματα του οποίου παρεμβάλλονται μάγμαρα. Πλουτωνικά πετρώματα κατά θέσεις έντονα παραμορφωμένα διεισδύουν το μεταμορφωμένο αυτό υπόβαθρο (Mercier 1968, Μουντράκης 1976, 1983 και Κίλιας 1980).

2. ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ

Κριτήρια για την εξακρίβωση της κινηματικής της παραμόρφωσης αποτέλεσαν, φαινόμενα αλληλοεπίδρασης των τεκτονικών δομών μεταξύ τους, S-C υφές, ζώνες διάτμησης, ecc-δομές, ασύμμετρα “boudinage” η ανάπτυξη σ και δ κλαστών και “mica fish” (Lister & Snocke 1984, Passchier & Trouw 1996).

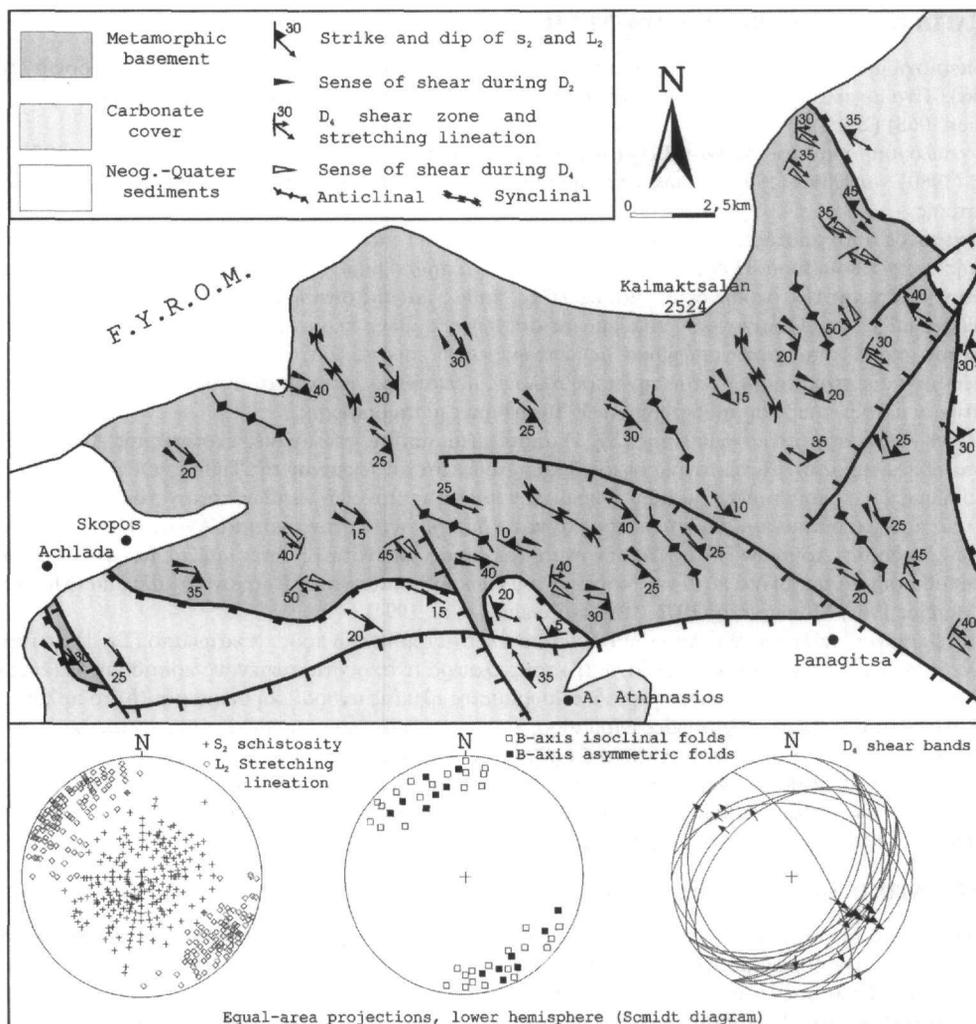
Η παλαιότερη υφή (D₁ παραμόρφωση) που αναγνωρίστηκε στο Πελαγονικό κρυσταλλοσχιστώδες στην περιοχή μελέτης, αποτελείται από μια S₁-σχιστότητα. Στους ηλιθικούς σχιστόλιθους η S₁ καθορίζεται κυρίως, από την συν-S₁ ανάπτυξη γρανάτη, λευκού μαρμαρυγία(Wm₁), βιοτίτη(Bt₁), χλωριτοειδή και πλαγιόκλαστου(P₁). Αντίστοιχα συν-S₁ ανάπτυξη πράσινης αμφιβόλου, επιδότου και πλαγιόκλαστου(P₁) χαρακτηρίζουν τα αμφιβολιθικά πετρώματα, ενώ συν-S₁ ανάπτυξη K-αστρίου, λευκού μαρμαρυγία(Wm₁), βιοτίτη(Bt₁), επιδότου και συχνά γρανάτη συνδέεται με τους γνευσίους.

Η S₁-σχιστότητα επηρεάζεται από μια S₂-σχιστότητα η οποία αναπτύσσεται συχνά ως μια σχιστότητα ρυτίδωσης. Εν τούτοις τις περισσότερες φορές η S₂ καταστρέφει τις προηγούμενες υφές και αποτελεί τη μοναδική και κύρια σχιστότητα του κρυσταλλοσχιστώδους, που αναπτύσσεται παράλληλα ως προς την αξονική επιφάνεια ισοκλιών ή “sheath” πτυχών, “intrafolial” κατά θέσεις(Σχ. 2, 3).

Η S₂-σχιστότητα στους ηλιθικούς σχιστόλιθους χαρακτηρίζεται από την συν-S₂ ανάπτυξη, χλωρίτη, λευκού μαρμαρυγία(Wm₂) και πλαγιόκλαστου(P₁). Στους αμφιβολίτες η S₂ καθορίζεται κυρίως από την συν-κινηματική ανάπτυξη, ακτινόλιθου, πλαγιόκλαστου(P₁), βιοτίτη(Bt₂), λευκού μαρμαρυγία(Wm₂) και χλωρίτη. Τέλος στους γνευσίους, στην συν-S₂ αναπτύσσεται λευκός μαρμαρυγίας(Wm₂), βιοτίτης(Bt₂), πλαγιόκλαστο(P₂) και επίδοτο.

Η S₂-σχιστότητα αναπτύσσεται, σε γενικές γραμμές με ΒΔ-ΝΑ παράταξη και διεύθυνση κλίσης προς τα ΝΔ και ΒΑ αντίστοιχα στο νοτιοδυτικό και βορειοανατολικό τμήμα του κρυσταλλοσχιστώδους, σχηματίζοντας έτσι μια μεγάλης κλίμακας αντικλινική δομή (Σχ. 1, 2).

Τα συν-S₂ ορυκτά ορίζουν μία L₂-γράμμοση έκτασης με ΒΔ-ΝΑ ανάπτυξη, που αποτελεί και την κύρια γράμμοση του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους (Σχ. 2, 3). Ανάλογη γράμμοση έκτασης με την ίδια ανάπτυ-

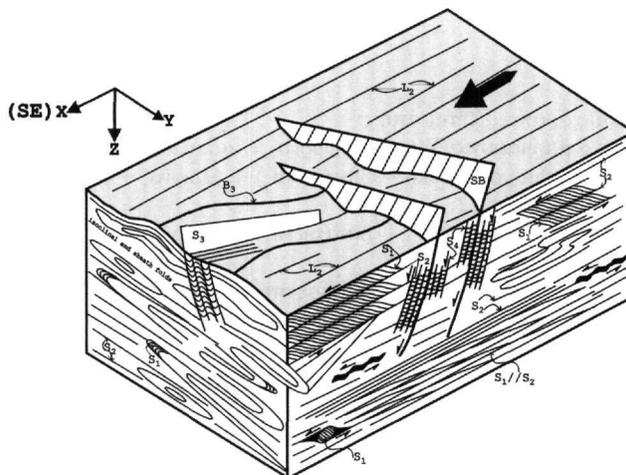


Σχ. 2. Τεκτονικός χάρτης του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους στο δυτικό τμήμα της οροσειράς του Βόρα.
 Fig. 2. Structure sketch map of the Pelagonian crystalline basement at the western Voras Mt.

ξη, αναγνωρίζεται και στο τριαδικοιουραϊκής ηλικίας ανθρακικό κάλυμμα του κρυσταλλοσχιστώδους (Σχ. 2). Όλοι οι δείκτες κινηματικής έδειξαν μια κύρια έννοια της κίνησης, το επάνω προς τα ΝΑ (Σχ. 3) όπως, αναγνωρίστηκε και από τον Kilias (1991).

Μια S_3 -σχιστότητα ρυτίδωσης συνδεδεμένη με ασύμμετρες ανοικτές, ΒΔ-ΝΑ ανάπτυξης πτυχές, εμφανίζεται επίσης συχνά στα πετρώματα του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους (Σχ. 3). Οι B_3 -πτυχές θα μπορούσαν να ερμηνευθούν ως αποτέλεσμα μιας παραμόρφωσης, τύπου αξονικής επιμήκνωσης που έλαβε χώρα κατά την εξέλιξη του D_2 -παραμορφωτικού γεγονότος.

Την D_2 -παραμόρφωση ακολούθησε μια σχετικά νεότερη D_4 -παραμόρφωση, που χαρακτηρίζεται από την ανάπτυξη ημιπλαστικών, εφελκυστικών ζωνών διάτμησης συνδεδεμένων με μια S_4 -σχιστότητα (Σχ. 3). Η D_4 αναγνωρίζεται κυρίως στα ανώτερα τμήματα του μεταμορφικού δόμου (Σχ. 2). Οι S_4 -επιφάνειες συνοδεύονται από μια γράμμοση έκτασης με ΒΔ-ΝΑ ανάπτυξη, η οποία προσδιορίζεται από την επιμήκνωση και την δυναμική ανακρυστάλλωση κόκκων χαλαζία και από τον κατά προτίμηση προσανατολισμό του λευκού μαρμαργία και του χλωρίτη. Οι S_4 -επιφάνειες διάτμησης δείχνουν μια κύρια έννοια της κίνησης, το επάνω προς τα ΝΑ (Σχ. 3).



Σχ. 3. Τριδιάστατη σχηματική απεικόνιση της τεκτονικής δομής του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους.
Fig. 3. Schematic 3-D presentation of the Pelagonian crystalline structure.

3. ΣΧΕΣΕΙΣ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΚΑΙ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΚΑΙ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ

Οι P-T συνθήκες μεταμόρφωσης υπολογίστηκαν με βάση τις καμπύλες ισορροπίας των ορυκτών μεταξύ τους και τις ορυκτολογικές παραγενέσεις των διάφορων πετρολογικών τύπων καθώς επίσης και τη χωρική κατανομή των μεταμορφικών ορυκτών.

Διακρίθηκαν δύο κύρια μεταμορφικά γεγονότα M_1 και M_2 , συντεκτονικά ως προς τις S_1 και S_2 -σχιστότητες αντίστοιχα.

M_1 -μεταμόρφωση

Η κριτική συν- S_1 M_1 -παραγένεση στους διάφορους πετρολογικούς τύπους είναι:

- μεταηλίτες: λευκός μαρμαρυγίας (Wm_1) + χαλαζίας + γρανάτης + χλωριτοειδής + πλαγιόκλαστο (Pl_1) ± βιοτίτης (Bt_1) ± κυανίτης ± ιλμενίτης ± απατίτης ± τουρμαλίνης. Ο γρανάτης αναπτύσσεται συχνά και μετά την τεκτονική σχηματίζοντας κορώνες από νέο γρανάτη γύρω από συν-κινηματικούς πυρήνες γρανατών.
- αμφιβολίτες: πράσινη αμφιβολός + χαλαζίας + πλαγιόκλαστο (Pl_1) + επιδότο + λευκός μαρμαρυγίας (Wm_1) ± βιοτίτης (Bt_1) ± γρανάτης
- γνεύσιοι: πλαγιόκλαστο (Pl_1) + K-άστριος + λευκός μαρμαρυγίας (Wm_1) + βιοτίτης (Bt_1) + χαλαζίας + επιδότο ± γρανάτη

Με βάση την συν- S_1 M_1 -παραγένεση των μεταηλιτικών πετρωμάτων, και θεωρώντας ως κατώτερη θερμοκρασία δημιουργίας του γρανάτη την θερμοκρασία περίπου των 450°C (Bucher & Frey 1994) και ότι ο χλωριτοειδής καταστρέφεται πάνω από τους ~520°C, σύμφωνα με την αντίδραση $clt + qtz = st + alm + H_2O$ (Pawell & Holland 1990), μπορούμε να υποθέσουμε για την M_1 -μεταμόρφωση μια θερμοκρασία ανάπτυξης μεταξύ ~450°C και ~520°C (Σχ. 4).

Η συν- S_1 ανάπτυξη της πράσινης αμφιβόλου και του επιδότου στους αμφιβολίτες αποτελεί την χαρακτηριστική παραγένεση της επιδοτικής αμφιβολιτικής φάσης (Spear 1993).

Οι M_1 -παραγενέσεις φανερώνουν ότι η M_1 -μεταμόρφωση έλαβε χώρα στις συνθήκες της υψηλής πραιοσχοιστολιθικής έως χαμηλής αμφιβολιτικής φάσης.

Τα όρια της πίεσης κατά την M_1 -μεταμόρφωση δεν μπορούν να καθοριστούν με ακρίβεια, αφού λείπουν κρίσιμα ορυκτά. Λαμβάνοντας υπόψη αντιπροσωπευτικές εκτιμήσεις πιέσεων για πετρώματα που μεταμορφώθηκαν σε άλλες ορογεννητικές ζώνες στις ανάλογες συνθήκες θερμοκρασίας με τα πετρώματα του δυτικού Βόρα, θα μπορούσε να επιλεγεί μια συντηρητική διακύμανση της πίεσης μεταξύ 5kb έως 7kb (Bucher & Frey 1994): Η παρουσία εξάλλου ιλμενίτη στην M_1 -παραγένεση, σε συνδυασμό με την παρατήρηση κρυστάλλων ρουτιλίου, που πιθανόν να ανήκουν σε κάποιο παλαιότερο μεταμορφικό γεγονός, δείχνουν πιθανόν μια πτώση των συνθηκών πίεσης κατά την διάρκεια της M_1 -μεταμόρφωσης κάτω από τα 9kb σύμφωνα με την αντίδραση ισορροπίας $Alm + Rt = Ilm + Ky + Qz$ (Bohlen et al. 1983) (Σχ. 4).

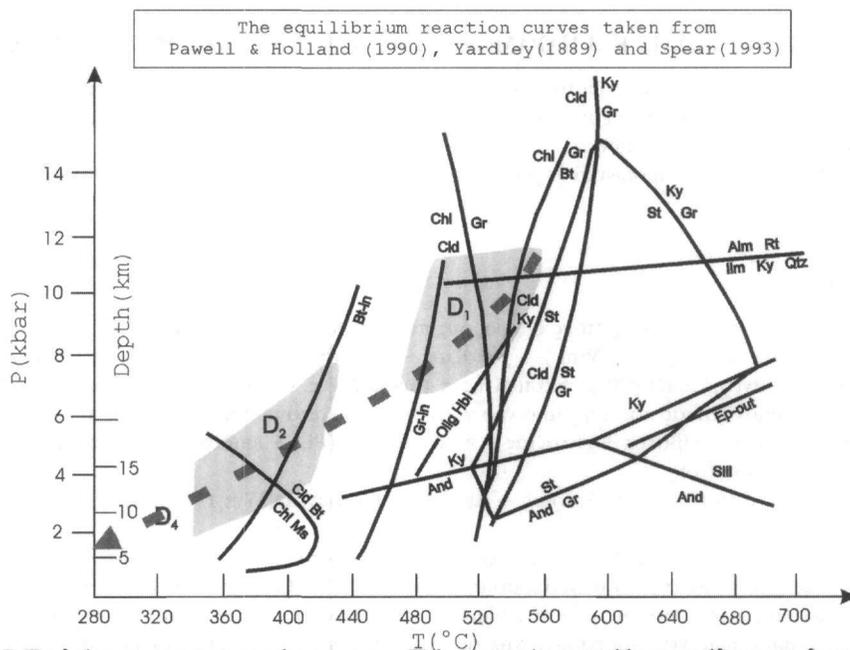
M_2 -μεταμόρφωση

Η συν- S_2 M_2 -παραγένεση χαρακτηρίζεται στους:

- α) μεταπηλίτες από: λευκό μαρμαρυγία(Wm_2) + χλωρίτη + χαλαζία + πλαγιόκλαστο(Pl_2)
- β) αμφιβολίτες από: ακτινολιθική αμφίβоло + βιοτίτη(Bt_2) + χλωρίτη + χαλαζία + πλαγιόκλαστο(Pl_2) + επίδοτο + λευκό μαρμαρυγία(Wm_2)
- γ) γνεύσιους από: λευκό μαρμαρυγία(Wm_2) + βιοτίτη(Bt_2) + χλωρίτη + πλαγιόκλαστο(Pl_2) + χαλαζία + επίδοτο

Κατά την διάρκεια του D_2 -παραμορφωτικού γεγονότος στα μεταπηλιτικά πετρώματα ο γρανάτης και βιοτίτης(Bt_1) μετατρέπονται μερικώς σε χλωρίτη κατά μήκος των S_2 -επιφανειών, ενώ ο χλωριτοειδής διατηρείται συνήθως στις S_2 -επιφάνειες σταθερός. Εντούτοις σε αρκετές περιπτώσεις, ο χλωριτοειδής φαίνεται να αντικαθίσταται από χλωρίτη και σερικίτη. Ανάλογα στους αμφιβολίτες η πράσινη αμφίβоло μετατρέπεται σε ακτινολίθο και χλωρίτη.

Η μετατροπή του βιοτίτη και γρανάτη σε χλωρίτη κατά μήκος των S_2 -επιφανειών, σε συνδυασμό με την M_2 -παραγένεση στα μεταπηλιτικά πετρώματα φανερώνουν ότι η M_2 έλαβε χώρα σε συνθήκες της πρασινοσχιστολιθικής φάσης κάτω από τους $\sim 450^\circ\text{C}$ (Σχ. 4). Ανάλογες συνθήκες προκύπτουν και από τα αμφιβολιτικά πετρώματα, όπως δείχνει η μετατροπή της πράσινης αμφίβоло σε ακτινολίθο και χλωρίτη.



Σχ. 4. P - T - t διάγραμμα της παραμόρφωσης του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους στο δυτικό Βόρα.

Fig. 4. P - T - t diagram of the deformation of the Pelagonian crystalline basement at the western Voras Mt.

Για τις συνθήκες πίεσης κατά τη διάρκεια της D_2 -παραμόρφωσης θα μπορούσαμε να υποθέσουμε μια διακύμανση της πίεσης μεταξύ 3-6kbar, συνθήκες που χαρακτηρίζουν γενικά την πρασινοσχιστολιθική φάση.

Όλα τα χαρακτηριστικά της M_2 -μεταμόρφωσης σε συνδυασμό με το κατά προσέγγιση πεδίο ανάπτυξης αυτής όπως υπολογίστηκε, φανερώνουν τον ανάδρομο χαρακτήρα της M_2 -μεταμόρφωσης.

Η D_2 -παραμόρφωση ακολούθηθηκε εντούτοις, τοπικά από μία στατική μετα-κινηματική αναθέρμανση όπως αυτή εξάγεται, από πολυγονικές μικροϋφές χαλαζία με ισοροπημένα όρια κόκκων και "τριπλά σημεία" ισοροπίας.

Τέλος η συν-κινηματική ανάπτυξη χλωρίτη και λευκού μαρμαρυγία και η ολική μετατροπή του γρανάτη, του βιοτίτη, του χλωριτοειδή και της αμφίβоло σε χλωρίτη κατά μήκος των S_4 -επιφανειών διάτμησης, φανερώνουν περαιτέρω πτώση των συνθηκών θερμοκρασίας. Η δυναμική ανακρυστάλλωση εντούτοις του χαλαζία κατά μήκος των S_4 -επιφανειών δηλώνει την διατήρηση της θερμοκρασίας, τουλάχιστον, πάνω από τους 250°C κατά το στάδιο αυτό παραμόρφωσης (Σχ. 4).

4. ΣΥΖΗΤΗΣΗ – ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Για την εξακρίβωση της ηλικίας της παραμόρφωσης όπως αυτή περιγράφηκε για την κρυσταλλοσχιστώδη μάζα στην περιοχή του δυτικού Βόρα, πραγματοποιήθηκαν ισοτοπικές αναλύσεις με την μέθοδο K/Ar σε συν-κινηματικούς μαρμαρυγιές ως προς τα διάφορα παραμορφωτικά γεγονότα.

Συν-S₁ μαρμαρυγιές αναπτύσσονται συνήθως σε αδρόκοκκους κρυστάλλους, ενώ συν-κινηματική ανακρυστάλλωση μαρμαρυγιών συνδέεται συνήθως με λεπτόκοκη ανάπτυξη κρυστάλλων.

Προσδιορίστηκαν έτσι για την συν-S₁ μεταμόρφωση μια κάτω κρητιδικής ηλικίας ψύξη (περίπου 135εκ. χρόνια) και για την νεότερη συν-S₂ μεταμόρφωση μια μέσο – άνω κρητιδική ηλικία (περίπου 90-80εκ. χρόνια). Η ηλικία των μαρμαρυγιών, που υπολογίστηκε περίπου 65εκ. χρόνια, δηλώνει την ηλικία νεώτερης σχιστότητας των D₄-ζωνών διάτμησης.

Σύμφωνα με τις παρατηρήσεις μας φαίνεται ότι κατά την διάρκεια του Κρητιδικού η κρυσταλλοσχιστώδης μάζα του Πελαγονικού καλύμματος στον δυτικό Βόρα, υφίσταται μια σταδιακή ψύξη και πτώση των συνθηκών πίεσης (Σχ. 4), γεγονός που φανερώνει την συνεχή ανοδική πορεία κίνησής της κατά το χρονικό αυτό διάστημα.

Τέλος ισοτοπικές αναλύσεις με την μέθοδο Pb/Pb εξατιμίζοντας μονοκρυστάλλους μη κληρονομημένων μαγματικών ζιρκονίων, σε ένα από τα διασπαρμένα μικρά σε όγκο πλουτωνικά σώματα της κρυσταλλοσχιστώδους μάζας του δυτικού Βόρα βόρεια του χωριού Άγιος Αθανάσιος, έδωσαν ηλικία διείδυσης 300±3Ma. Η ηλικία αυτή βρίσκεται σε συμφωνία με ηλικίες ανάλογων πλουτωνικών σωμάτων που διειδύουν το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο του Πελαγονικού καλύμματος σε γειτονικές περιοχές (Μουντράκης 1983, Koroneos et al. 1993). Αναγνωρίζεται έτσι στο Πελαγονικό κρυσταλλοσχιστώδες μια προ-κινηματική μαγματική δραστηριότητα ως προς την κρητιδική παραμόρφωση του.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ: Θερμά ευχαριστούμε τον Prof. T. Reischmann του πανεπιστημίου Mainz και τον Δρ. Δ. Κωστόπουλο για την προσφορά των ισοτοπικών αναλύσεων στα ζιρκόνια.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- BOHLEN, S.R., WALL V.J., BOETTCHER, A.L. (1983): Experimental investigation and application of garnet granulite equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 83, 52-61.
- BUCHER, K. & FREY, M. (1994): Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 6th Edition, Complete Revision of Winkler's Textbook, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 318p.
- GALEOS, A., POMONI-PAPAIOANNOU, F., TSAILA-MONOPOLIS S., TURNSEK, D. AND IOAKIM, CHR. (1994): Upper Jurassic – Lower Cretaceous “molassic-type” sedimentation in the western part of Almopia subzone, Loutra Aridhea unit (Northern Greece). *Bull. Soc. Geol. Greece*, XXX/1, 171-184.
- KILIAS, A. (1991): Transpressive Tektonik in den zentralen Helleniden Änderung der Translationspfade durch die Transpression (Nord-Zentral-Griechenland). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 5, 291-306.
- KILIAS, A. (1980): Γεωλογική και τεκτονική μελέτη της περιοχής του Ανατολικού Βαρνούνα (ΒΔ Μακεδονία). Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 271p.
- KORONEOS, A., CRISTOFIDES, G., DEL MORO, A. & KILIAS, A. (1993): Rb-Sr geochronology and geochemical aspects of the Eastern Varnountas plutonite (NW Macedonia, Greece). *Neues Jahrbuch Miner. Abh.*, 165, 3, 297-315.
- LISTER, G.S. & SNOCKE, A.W. (1984): S-C Mylonites. *J. Struct. Geol.*, 6, 617-638.
- MEDWENITSCH, W. (1956): Zur Geologie Vardarische-Makedoniens (Jugoslaviens), zum Problem der Pelagoniden. *S. Ber. Östr. Ak. Wsch., math.-natw. Kl., Abt., I*, p. 397-473, Wien.
- MERCIER, J. (1968): Étude géologique des zones internes des Hellenides en Macédoine centrale (Grèce). Contribution à l'étude du métamorphisme et de l'évolution magmatique des zones internes des Hellenides. Thèses, Paris, 1966, *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 20, 1-792.
- MIGIROS, G. & GALEOS, A. (1990): Tectonic and stratigraphy significance of the Ano Garefi ophiolitic rocks, (Northern Greece). OPHIOLITES, Oceanic Crustal Analogues. Proceedings of the Symposium “TROODOS 1987”. Geological Survey Department, Ministry of Agriculture and Natural Resources, Nicosia, Cyprus., 279-284.
- MOUNTRAKIS, D. (1983): Η γεωλογική δομή της Βόρειας Πελαγονικής Ζώνης και η γεωτεκτονική εξέλιξη των εσωτερικών ελληνίδων. Πραγματεία για Υψηγεία, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 289p.
- MOUNTRAKIS, D. (1976): Συμβολή εις την γνώση της γεωλογίας του βόρειου ορίου των ζωνών Αξιού και Πελαγονικής εις την περιοχή Κ. Λουτρακίου-Θρμας (Αλμωπίας). Διδακτορική διατριβή Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 164p.

- PASSCHIER, C.W. & TROUW, R.A.J. (1996): Micro-tectonics. Springer-Verlag, N. York, 289p.
- PAWELL, R. & HOLLAND, T. (1990): Calculated mineral equilibria in the pelite system, KFMASH (K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O). *Am. Mineral.*, 75, 367-380.
- SPEAR, F. (1993): Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. Mineral. Soc. of Am., Washington, D. C., 799p.
- YARDLEY, B.W.D (1989): An Introduction to Metamorphic Petrology. Longman Earth Science Series, New York, 248p.

ΠΡΩΤΑ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΜΕΛΕΤΗΣ ΤΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ ΔΟΜΗΣ ΚΑΙ ΤΗΣ ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΗΣ ΤΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΣΤΟ ΟΡΟΣ ΤΖΕΝΑ (ΥΠΟΖΩΝΗ ΠΑΙΚΟΥ, ΚΕΝΤΡΙΚΗ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ, ΕΛΛΑΔΑ)*

Ε. ΚΑΤΡΙΒΑΝΟΣ¹, Δ. ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ¹, Α. ΚΙΛΙΑΣ¹, Σ. ΠΑΥΛΙΔΗΣ¹

ΣΥΝΟΨΗ

Η ορεινή μάζα της Τζένας (υποζώνη Πάικου εντός της ζώνης Αξιού) αποτελεί ως σύνολο μία μεταμορφωμένη ιζηματογενή ακολουθία ηλικίας Άνω Παλαιοζωικού – Κρητιδικού με την παρεμβολή ενός οριζοντα ηφαιστειακών του Ιουρασιικού. Το όλο σύστημα υπέστη μία ισχυρή διάτμηση και μυλονιτίωση με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ και με σύγχρονη ανάδρομη μεταμόρφωση στην πρασινοσχιστολιθική φάση. Από τη σχετική χρονολόγηση προκύπτει ότι η παραμόρφωση αυτή έλαβε χώρα στο Τριτογενές. Ανάλογης ηλικίας και διεύθυνσης τεκτονικά γεγονότα που έχουν πιστοποιηθεί σε άλλες περιοχές της Βόρειας Ελλάδας όπου προκαλούν την εκταφή των μεταμορφικών συμπλεγμάτων (MCC) οδηγούν στο πιθανό συμπέρασμα κατ' αναλογία με αυτά ότι η σταδιακή ανύψωση του ορογενούς στη Τζένα κατά το Τριτογενές έγινε συγχρόνως με την κίνηση προς ΝΔ συνδεδεμένη με εφελκυσμό.

ABSTRACT

The Tzena Mt. belongs to the Paikon subzone (Axios zone, Central Macedonia, Greece) and consists of 5 distinguishable lithological units, which are from the lower to the upper the following: the lower unit of gneisses, the marbles unit, the black phyllites, the meta-volcanosedimentary unit and the meta-flysch.

These units form a metamorphic sedimentary sequence of Upper Paleozoic to Lower Cretaceous age, while the metarhyolites of the volcanosedimentary unit are of Jurassic age.

Kinematic analysis of the deformation in Tzena Mt. suggests that the whole metamorphic sequence has been affected by a strong shearing and mylonitisation in ductile to semi-ductile conditions, trending SW-NE, contemporaneous with a retrograde metamorphism in greenschist facies. Kinematic indicators show sense of movement both top to the SW and NE while a stretching lineation, trending SW-NE, defined by preferred orientation of white mica and chlorite remains stable all over the metamorphic sequence.

The Upper Cretaceous carbonates of the adjacent to Tzena, Pinovon Mt., have been affected by this deformation as well, and hence the deformation took place in Tertiary times.

However, the contact between the lower gneiss unit and the marbles unit constitute a shear zone, in ductile to semi-ductile conditions, trending SW-NE with a sense of shear top to the SW. Thus, the marbles have been moved upon the gneisses along a large shear zone towards SW, during the Tertiary deformation.

Correlation between this tertiary SW-NE deformation event in Tzena Mt. with the similar tertiary shear deformation towards SW in Paikon Mt., suggests that Tzena and Paikon Mts. have the same tectonic history in Tertiary times.

Analogous Tertiary tectonic events with similar geometry and kinematics of the deformation have already been established for several other areas in Greece (Olympos – Ossa Mts., Rhodope Mt., Cyclades islands etc.) where they have caused the exhumation of metamorphic core complex (Kilias & Mountrakis, 1990, Sokoutis et al., 1993, Kilias, 1995, Dinter, 1998, Kilias et al., 1999). Thus, in relation to these, an exhumation of the Tzena orogen, consisting of the metamorphic sequence, during the Tertiary extensional tectonic process could be very possible.

KEY WORDS: Paikon subzone, Tzena Mt., Tertiary, kinematics, deformation, shear zone, metamorphism, orogen, extension.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: υποζώνη Πάικου, όρος Τζένα, Τριτογενές, κινηματική, παραμόρφωση, ζώνη διάτμησης, μεταμόρφωση, ορογενές, εφελκυσμός.

* PRELIMINARY RESULTS OF THE GEOLOGICAL STRUCTURE AND KINEMATICS OF DEFORMATION IN MT. TZENA (PAIKON SUBZONE, CENTRAL MACEDONIA, GREECE)

1. Department of Geology, Aristotle University, Thessaloniki, GR-540 06, GREECE. Corresponding author: Tel.: +30 31 998512, e-mail: ekatriva@geo.auth.gr

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ – ΓΕΩΛΟΓΙΚΟ ΠΛΑΙΣΙΟ

Η ορεινή μάζα της Τζένας, που βρίσκεται στο ανατολικό τμήμα της οροσειράς του Βόρα και αποτελεί το φυσικό σύνορο Ελλάδος – FYROM είναι το αντικείμενο της έρευνας αυτής.

Συγκεκριμένα η έρευνα επικεντρώνεται στη μελέτη της γεωλογικής δομής του ορεινού όγκου της Τζένας, τη διερεύνηση της προέλευσης των μεταμορφωμένων πετρωμάτων που τη δομούν, καθώς και τη μελέτη της κινηματικής της παραμόρφωσης. Μέχρι σήμερα, αν και η γεωλογική έρευνα έδωσε πολλά στοιχεία για το γειτονικό όρος του Πάικου, εν τούτοις έλειπε η λεπτομερής και συστηματική μελέτη της γεωλογικής δομής της Τζένας, που ανήκει γεωτεκτονικά στην υποζώνη του Πάικου (Mercier, 1966), της ζώνης Αξιού.

Εκτός από τη μελέτη της πετρογραφίας των λιθολογικών ενοτήτων από τις οποίες αποτελείται το όρος της Τζένας η έρευνα επικεντρώθηκε κυρίως στη μελέτη των συνθηκών επαφής μεταξύ των ενοτήτων αυτών. Εξάλλου, για την εξακρίβωση της κινηματικής εικόνας της παραμόρφωσης στη Τζένα χρησιμοποιήθηκαν κριτήρια διάτμησης, όπως S-C υφές, ταινίες διάτμησης, ασύμμετρα boudins, σ-δ κλάσες κτλ. (Hanmer & Passchier, 1991, Passchier & Trouw, 1996).

Τα πρώτα αξιολογικά δεδομένα για τη ζώνη του Πάικου προέρχονται από το Mercier (1966), ο οποίος διέκρινε την ενιαία ζώνη Αξιού σε τρεις επί μέρους ζώνες, τη ζώνη Αλμωπίας στα δυτικά, τη ζώνη Πάικου στο κέντρο και τη ζώνη Παιονίας στα ανατολικά. Σύμφωνα με τη διάκριση αυτή, στη ζώνη Πάικου ανήκουν γεωτεκτονικά οι ορεινές μάζες του Πάικου, της Τζένας και του Πίνοβου. Έκτοτε στη γεωλογική ορολογία αναφέρεται είτε ως «ζώνη Πάικου» είτε συνηθέστερα και γενικότερα αποδεκτή ως «Υποζώνη Πάικου» της ζώνης Αξιού.

Η σημερινή εικόνα που έχουμε για τη ζώνη του Πάικου προκύπτει από ένα σύνολο απόψεων για την παλαιογεωγραφία και τη γεωτεκτονική εξέλιξη της, οι πλέον αντικρουόμενες από τις οποίες μπορούν να συνοψισθούν στις παρακάτω δύο κύριες υποθέσεις:

- Η ζώνη του Πάικου αποτελεί Ιουρασικό νησιώτικο τόξο, με έντονη ηφαιστειακή δράση όξινων κυρίως ηφαιστειακών εκρήξεων οι οποίες προμήθευσαν το πυροκλαστικό υλικό στις βυθισμένες πλευρές του νησιώτικου τόξου (Mercier et al., 1975). Το νησιώτικο αυτό τόξο (κατά τους Ferriere & Stais, 1994) διαχώριζε μία περιθωριακή λεκάνη στα ανατολικά (οφιόλιθοι Γευγελής), από μία ωκεάνια λεκάνη στα δυτικά (οφιόλιθοι Αλμωπίας), όπως προκύπτει και από τη διαφορετική γεωχημεία των ηφαιστειακών υλικών στο δυτικό και ανατολικό Πάικο (Bebien et al., 1994), αλλά και από την ύπαρξη μεταμόρφωσης HP/LT μόνο στο δυτικό Πάικο (Baroz et al., 1987).
- Η μάζα του Πάικου αποτελεί τριτογενές αντικλινικό τεκτονικό παράθυρο στο οποίο αποκαλύπτονται πετρώματα της Πελαγονικής ζώνης κάτω από τα επωθημένα τμήματα των οφιολιθών της ζώνης Αξιού, ενώ η ορεινή μάζα της Τζένας αποτελεί Τριτογενές μεταμορφικό ράκος που προέρχεται από την Ελληνική Ενδοχώρα και τοποθετείται τόσο πάνω στους οφιόλιθους όσο και στα πετρώματα του τεκτονικού παραθύρου του Πάικου (Godfriaux & Ricou, 1991, Ricou & Godfriaux, 1991). Οι κατώτερες ενότητες του Πάικου συσχετίζονται με την ανθρακική ενότητα του Ολύμπου και τα υπερκείμενα επωθημένα ηφαιστειακά υλικά με τους μεταβασάλτες των Αμπελακίων, ενώ το ράκος της Τζένας μαζί με τα καλύμματα της Θεσσαλονίκης, του Καταφυγίου και του Πέτερνικ αποτελούν υλικό της Ροδόπης που ολίσθησε εντός της ολισθοστρωμικής λεκάνης του Αξιού κατά το Κρητιδικό (Ricou & Godfriaux, 1995).

Στη συνέχεια θα αναπτυχθούν οι παρατηρήσεις της παρούσας έρευνας στις λιθολογικές ενότητες της Τζένας. Η ηλικία των ενοτήτων αυτών καθορίστηκε από το Mercier (1966) ως Άνω Παλαιοζωική έως Κάτω Κρητιδική, ενώ η ηλικία της γειτονικής ανθρακικής μάζας του Πίνοβου ως Άνω Κρητιδική.

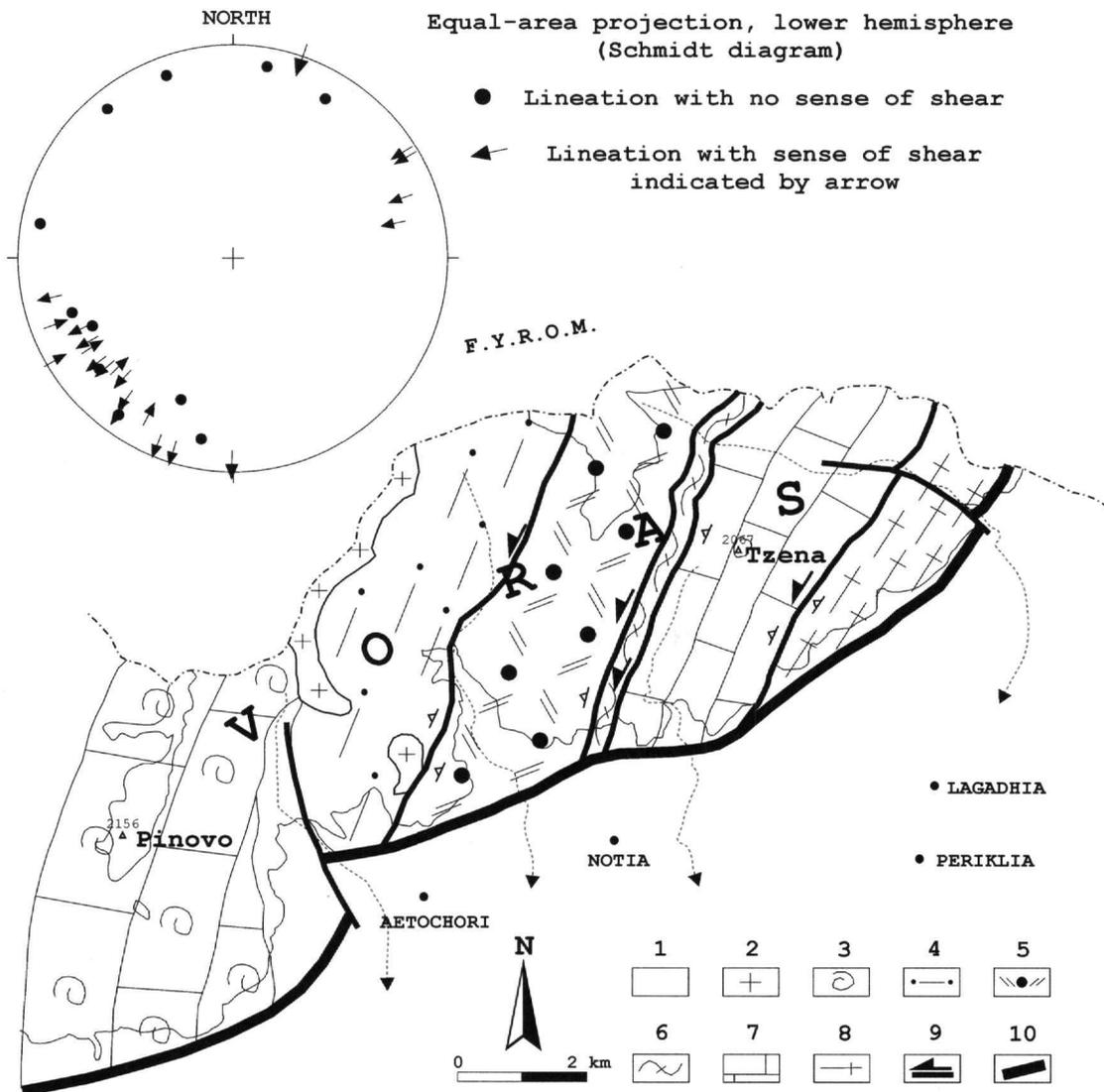
2. ΟΙ ΛΙΘΟΛΟΓΙΚΕΣ ΕΝΟΤΗΤΕΣ ΤΗΣ ΤΖΕΝΑΣ

Η ορεινή μάζα της Τζένας αποτελείται από πέντε μεγάλες λιθολογικές ενότητες, που από την κατώτερη προς την ανώτερη είναι (Σχ. 1 & 2):

1) η κατώτερη γνευσιακή ενότητα, 2) η ενότητα των μαρμάρων, 3) η ενότητα των μαύρων φυλλιτών, 4) η μετα - ηφαιστειοϊζηματογενής ενότητα, 5) η ενότητα του μεταφλύσχη.

2.1. Κατώτερη γνευσιακή ενότητα

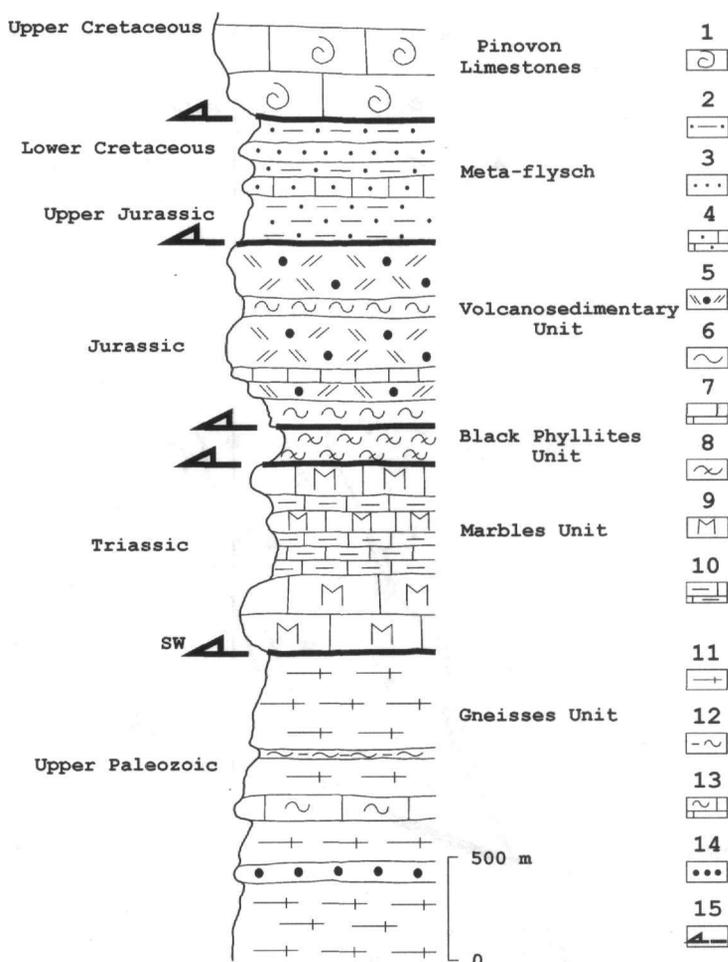
Η γνευσιακή ενότητα είναι η κατώτερη και έχει πάχος τουλάχιστον 1500 μέτρα. Δομείται κατά κύριο λόγο από αλβιτικούς και χλωριτικούς γνευσίους, χρώματος λευκού έως πράσινου, οι οποίοι παρουσιάζουν τέλεια μεταμορφική στρωμάτωση, ενώ σε οριζόντες παρεμβάλλονται οιπολινικά μάρμαρα, αμφιβολίτες και πιεμοντιτικοί οχιστόλιθοι.



Σχ. 1. Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης. 1. Τεταρτογενείς αποθέσεις 2. Ανδευσιτικές λάβες Πλειοκαίνου 3. Ασβεστόλιθοι Άνω Κρητιδικού Πίνοβου 4. Ενόττητα μεταφλύσχη 5. Μετα - ηφαιστειογενή ματογενής ενόττητα 6. Ενόττητα μαύρων φυλλιτών 7. Ενόττητα μαρμάρων 8. Ενόττητα γνευσίων 9. Ζώνη διάτμησης 10. Ρηξιγενής γραμμή Αριδαίας.

Fig. 1. Simplified geological map of the study region. 1. Quaternary deposits 2. Pliocene Andesites 3. Upper Cretaceous limestones of Pinovon 4. Metaflysch unit 5. Meta - volcanosedimentary unit 6. Black phyllites unit 7. Marbles unit 8. Gneisses unit 9. Shear zone 10. Aridea fault.

Η μικροσκοπική μελέτη των αλβιτικών - χλωριτικών γνευσίων έδειξε την εξής ορυκτολογική παραγένεση: αλβίτης + χαλαζίας + λευκός μαρμαρυγίας + ορυκτά της ομάδας επιδότου + χλωρίτης ± βιοτίτης ± ασβεστίτης ± απατίτης ± ακτινόλιθος ± τιτανίτης ± ζιρκόνιο. Η ορυκτολογική αντικατάσταση του βιοτίτη από χλωρίτη, καθώς και η παρουσία λευκού μαρμαρυγία δείχνει ότι οι γνεύσιοι έχουν υποστεί ανάδρομη μεταμόρφωση στην πραιοσχοιστολιθική φάση. Στην κύρια σχιστότητα του πετρώματος τοποθετείται λευκός μαρμαρυγίας και χλωρίτης, γεγονός που δείχνει ότι η ανάδρομη μεταμόρφωση συμπίπτει χρονικά με την κύρια παραμόρφωση του πετρώματος.



Σχ. 2. Συνοπτική λιθοστρωματογραφική - τεκτονική στήλη της Τζένας. 1. Ασβεστόλιθοι Πινόβου 2. Φυλλίτες 3. Μεταψαμίτες 4. Μετα - ανθρακικά 5. Μυλονιτωμένοι μεταρυσίλιοι 6. Πρασινίτες 7. Ασβεστόλιθοι 8. Μαύροι φυλλίτες 9. Μάρμαρα 10. Ασβεστιτικοί σχιστόλιθοι 11. Γνεύσιοι 12. Πιεμοντιτικοί σχιστόλιθοι 13. Σιπολίτες 14. Αμφιβολίτες 15. Ζώνη διάτμησης.

Fig. 2. Simplified lithostratigraphical - structural column of Tzema Mt. 1. Pinovon Limestones 2. Phyllites 3. Metasandstones 4. Metacalcareous rocks 5. Mylonitised metarhyolites 6. Greenstones 7. Limestones 8. Black phyllites 9. Marbles 10. Calc-schists 11. Gneiss 12. Piemontite schists 13. Cipolines 14. Amphibolites 15. Shear zone.

Δεδομένης της τέλει μεταμορφικής στρωμάτωσης που παρουσιάζουν οι γνεύσιοι και την παντελή έλλειψη καλιούχων ασφρών στη σύστασή τους, συμπεραίνεται ότι πρόκειται περί ενός σχηματισμού ιζηματογενούς προέλευσης, με πιθανό πρωτόλιθο ένα ψαμίτη. Προς την κατεύθυνση αυτή συνηγορεί και το γεγονός της ύπαρξης των ανθρακικών οριζώντων εντός της ενότητας αυτής σε πρωτογενή επαφή με τα υπόλοιπα πετρώματα.

Τα σιπολινικά μάρμαρα αποτελούνται από: ασβεσίτη ± χαλαζία ± λευκό μαρμαρυγία. Οι πιεμοντιτικοί σχιστόλιθοι συνίστανται από: πιεμοντίτη + χαλαζία + λευκό μαρμαρυγία + επίδοτο + αμφίβολο ± γρανάτη ± τιτανίτη ± απατίτη ± ζιρκόνιο. Η μετατροπή των αμφιβόλων περιφερειακά σε ακτινόλιθο δείχνει ότι το πέτρωμα έχει υποστεί ανάδρομη μεταμόρφωση. Τέλος, οι αμφιβολίτες συνίστανται από: αμφίβολο + χλωρίτη + επίδοτο + χαλαζία ± αλβίτη.

Από την παραπάνω λιθολογική περιγραφή της ενότητας συμπεραίνεται ότι η πρωτογενής ακολουθία της μεταμορφωμένης σήμερα ενότητας των γνευσίων αποτέθηκε ως ιζηματογενή σειρά σε μία λεκάνη κλαστικής κατά κύριο λόγο ιζηματογένεσης. Η ηλικία της ενότητας συμπεραίνεται ως Άνω Παλαιοζωική - Τριαδική (Mercier, 1966).

2.2. Ενότητα μαρμάρων

Η ενότητα των μαρμάρων πάχους 900 μέτρων, βρίσκεται επάνω στην κατώτερη γνευσιακή ενότητα και η ηλικία της θεωρείται Τριαδική (Mercier, 1966).

Αποτελείται από συμπαγή μάρμαρα, με σύσταση και υφή που προδίδουν μετα-ανθρακικά πετρώματα νηριτικής προέλευσης και από ασβεστιτικούς σχιστόλιθους με σύσταση και υφή λεπτοπλακώδη που δείχνουν ημιπελαγικής φάσης ασβεστολίθους, πλούσιους σε αργιλικό ή μαργαϊκό υλικό.

Μικροσκοπικά, αποτελούνται σχεδόν αποκλειστικά από: ασβεσίτη + χαλαζία + λευκό μαρμαρυγία.

Προκύπτει λοιπόν ότι η πρωτογενής ακολουθία της ενότητας αποτέθηκε σε μία αβαθή λεκάνη νηριτικής έως ημιπελαγικής φάσης, που αποτελεί εξελικτική χρονικά συνέχεια της προηγούμενης.

2.3. Ενότητα μαύρων φυλλιτών

Η ενότητα των μαύρων φυλλιτών, με πάχος 200 μέτρα, υπέρκειται των μαρμάρων και θεωρείται νεότερη αυτών. Πρώτοι οι Μιγκίρος & Γαλέος (1990) διαχώρισαν τους φυλλίτες αυτούς ως διακριτή ενότητα, αφού ο Mercier (1966) δεν διαχωρίζει την ενότητα αυτή και θεωρεί τους μαύρους φυλλίτες μαζί με τα υπερκείμενα χαλαζιακά πορφυροειδή ως μία ενότητα Ιουρασιακής ηλικίας.

Η σειρά δομείται σχεδόν αποκλειστικά από μαύρους φυλλίτες, καθώς η μόνη ποικιλία της λιθολογίας οφείλεται στις χαλαζιακές φλέβες που έχουν διεισδύσει παράλληλα στην κύρια δομή – σχιστότητα των φυλλιτών. Πετρογραφικά, αποτελούνται από: χαλαζία + επίδοτο + χλωρίτη + γραφίτη ± αστρίους, με το χλωρίτη να υλοποιεί τη σχιστότητα.

Κατά την άποψή μας, οι μαύροι φυλλίτες προήλθαν από τη μεταμόρφωση πηλινικών πετρωμάτων παρουσία γραφίτη.

2.4. Μετα - Ηφαιστειοϊζηματογενής ενότητα

Η μετα - ηφαιστειοϊζηματογενής ενότητα υπέρκειται των μαύρων φυλλιτών, έχει πάχος 900 μέτρα, και εντάσσεται στην Ιουρασιακή ηφαιστειότητα του νησιωτικού τόξου που δημιουργήθηκε στην Τηθύ πριν το κλείσιμο του ωκεανού (Bebien et al., 1994).

Αποτελείται κυρίως από μυλονιτωμένους μεταρυσίλους (χαλαζιακά πορφυροειδή κατά Mercier, 1966) με παρεμβολές πρασινιτών. Υπάρχει τουλάχιστον ένας ανθρακικός οριζοντας εντός της σειράς, με πάχος που δεν ξεπερνά τα 10 μέτρα.

Οι μεταρυσίλοι συνίστανται από: χαλαζία + αστρίους + λευκό μαρμαρυγία + χλωρίτη + επίδοτο + βιοτίτη. Η μυλονιτώση και ανακρυστάλλωση των πορφυροβλαστών χαλαζία είναι ιδιαίτερα έντονη, ενώ η σχιστότητα υλοποιείται κυρίως από λευκό μαρμαρυγία. Από την παραγένεση αυτή προκύπτει ότι οι ρυσίλοι μεταμορφώθηκαν σε συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής φάσης.

Μέσα στην ενότητα παρεμβάλλονται οριζοντες πρασινιτών που πιθανώς αντιπροσωπεύουν τα μεταμορφικά προϊόντα είτε τόφων οι οποίοι συνόδευαν τις ρυολιθικές εκχύσεις, είτε αργιλικών ιζημάτων που παρενεστρώθηκαν εντός των ρυολίθων.

Οι πρασινίτες αυτοί συνίστανται από: λευκό μαρμαρυγία + χλωρίτη + επίδοτο + ακτινόλιθο. Η παρουσία ακτινόλιθου καθώς και ορυκτών της ομάδας των επιδότων, όπως ο ζωισίτης και ο κλινοζωισίτης, αποτελεί ένδειξη μεταμόρφωσης στην πρασινοσχιστολιθική φάση.

Ιδιαίτερο χαρακτηριστικό της ενότητας είναι οι χαλαζιακές φλέβες που διατρέχουν τα πετρώματά της. Υπάρχουν φλέβες που έχουν διεισδύσει κατά μήκος νεότερων διαρρηξεων και δεν παρουσιάζουν ίχνη πλαστικής παραμόρφωσης και άλλες που είναι ουσιαστικά παράλληλες στην κύρια δομή των μεταμορφιτών ενώ και οι ίδιες είναι μεταμορφωμένες και παραμορφωμένες. Οι μετατεκτονικές χαλαζιακές φλέβες μέσα στα πετρώματα της ενότητας αυτής οφείλονται προφανώς σε νεότερες υδροθερμικές δράσεις, (ίσως αυτή που συνόδευσε την Τεταρτογενή ηφαιστειότητα της Αλμωπίας), δεδομένου μάλιστα ότι οι φλέβες είναι πολυπληθέστερες στους ανώτερους οριζοντες προς τα ΒΔ, δηλαδή πλησιάζοντας στην περιοχή της Τεταρτογενούς ηφαιστειότητας.

Από την παραπάνω λιθολογική περιγραφή της ενότητας συμπεραίνεται ότι υπήρχε μία λεκάνη σχετικά αβαθής, στην οποία εκχύθηκαν οι ρυόλιθοι σε εναλλαγές με ιζήματα αργιλικής σύστασης.

2.5. Ενότητα μεταφλύσχη

Η ανώτερη ενότητα στην ορεινή μάζα της Τζένας είναι η ενότητα του μεταφλύσχη (Α. Ιουρασιακό-Κ. Κρητικό) με πάχος 600 μέτρα.

Απαρτίζεται από εναλλαγές κυρίως φυλλιτών, μεταψαμμιτών και ψαμμιτομαργαϊκών ασβεστολίθων που συνιστούν μία μεταφλύσχική ακολουθία, η οποία διατρέχεται από χαλαζιακές φλέβες.

Η πρωτογενής ακολουθία της μεταμορφωμένης αυτής ενότητας αποτέθηκε σε ηπειρωτική καταφύρεια υπό

μορφή τουρβιδιτών με εναλλαγές λεπτόκοκκου και αδρόκοκκου υλικού. Η ενότητα του φλύσχη μπορεί να αποτελέσει συνέχεια της προηγούμενης ηφαιστειοϊζηματογενούς ενότητας των μεταρυσίθων από αβαθείς συνθήκες σε γειτονικές συνθήκες ηπειρωτικής κατοφρέρας.

2.6. Ασβεστόλιθοι Πίνοβου

Η ορεινή μάζα του Πίνοβου αποτελείται σχεδόν αποκλειστικά από ελαφρά ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους, που η ηλικία τους έχει πιστοποιηθεί με απολιθώματα, ως Άνω Κρητιδική (Mercier, 1966). Εντός της σειράς παρεμβάλλονται πετρώματα τύπου φλύσχη και όλη η ενότητα βυθίζεται ΒΔ, υπερκείμενη της ενότητας του μεταφλύσχη που περιγράφηκε παραπάνω.

3. ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ

Η παρατήρηση στην ύπαιθρο αλλά και στο μικροσκόπιο δείχνει ότι στην περιοχή μελέτης δεσπόζει η επίδραση ενός κύριου τεκτονικού γεγονότος κατά τη διάρκεια του Τριτογενούς (μετά το Άνω Κρητιδικό), συγχρόνως με μία ανάδρομη μεταμόρφωση στην πρασινοσχιστολιθική φάση.

Η τεκτονική υφή του γεγονότος αυτού αποτυπώνεται πιο εντυπωσιακά στην κατώτερη γνευσιακή σειρά, στα ενδιάμεσα μάρμαρα και στους μιλονιτωμένους μεταρυσίθους και πιο ήπια στην ενότητα του μεταφλύσχη και στην ενότητα των φυλλιτών, πιθανόν λόγω της φύσης των υλικών.

Με βάση τα στοιχεία υφής της παραμόρφωσης εξακριβώθηκε ένα κυρίαρχο τεκτονικό γεγονός (D1). Τεκτονικές υφές αυτού του παραμορφωτικού γεγονότος αποτελούν μία καλά διατηρημένη διαμπερή σχιστότητα (S1) παράλληλα προς την αξονική επιφάνεια ισοκλινών πτυχών και κατά θέσεις intra-folial πτυχών. Η σχιστότητα αυτή είναι η κύρια σχιστότητα των λιθολογικών ενότητων που περιγράφηκαν παραπάνω και πάνω της αποτυπώνεται ευκρινώς μία L1 γράμμωση με σχετικά σταθερή ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση ανάπτυξης, που συνήθως βυθίζεται ΝΔ με μικρή γωνία κλίσης. Παράλληλα στην L1 γράμμωση έκτασης διατάσσονται οι b-άξονες των ισοκλινών πτυχών που συνδέονται συνήθως με την έντονη πτύχωση της προγενέστερης σχιστότητας ή στρώσης (So). Η S1 σχιστότητα αναπτύσσεται σε γενικές γραμμές με ΝΔ-ΒΑ παράταξη βυθιζόμενη προς τα ΒΔ. Τις περισσότερες φορές οι So επιφάνειες περιστρέφονται και τοποθετούνται παράλληλα στα επίπεδα της S1 σχιστότητας, έτσι ώστε η διάκρισή της να καθίσταται σχεδόν ανέφικτη.

Η L1 ορυκτολογική γράμμωση έκτασης διαμορφώνεται εντός των διάφορων λιθολογικών ενότητων από την παράλληλη τοποθέτηση ορυκτών όπως: χλωρίτης + λευκός μαρμαρυγίας + χαλαζίας.

Όλοι οι δείκτες κινηματικής και τα κριτήρια διάτμησης κατά το κυρίαρχο αυτό D1 τεκτονικό γεγονός έδειξαν μία συνολική ομοαξονική (?) παραμόρφωση είτε με φορά προς τα ΝΔ, είτε προς τα ΒΑ (Φωτ. 1).

Στα τελευταία στάδια της D1 τεκτονικής και σε ψυχρότερες πλέον συνθήκες, κι ενώ συνεχίζεται το κύριο διατμητικό γεγονός, συγχρόνως με μία αναθώωση του ορογενούς αναπτύσσονται ζώνες διάτμησης μίας πιθανώς μη ομοαξονικής παραμόρφωσης με κύρια φορά κίνησης προς τα ΝΔ. Χαρακτηριστικότερη ζώνη διάτμησης είναι αυτή στο όριο γνευσίων – μαρμάρων.

Δεδομένου ότι η ΝΔ-ΒΑ γράμμωση δεν αναγνωρίστηκε στα ηφαιστειακά πετρώματα της Αλμωπίας, ηλικίας 5 Ma., ενώ εμφανίζεται και στα Άνω Κρητιδικής ηλικίας ανθρακικά πετρώματα του Πίνοβου (με μειωμένη βέβαια την ένταση της παραμόρφωσης), η σχετική ηλικία της παραμορφωτικής αυτής φάσης πιθανολογείται ως μετα - Άνω Κρητιδική και προ - Πλειοκαινική (Τριτογενές).

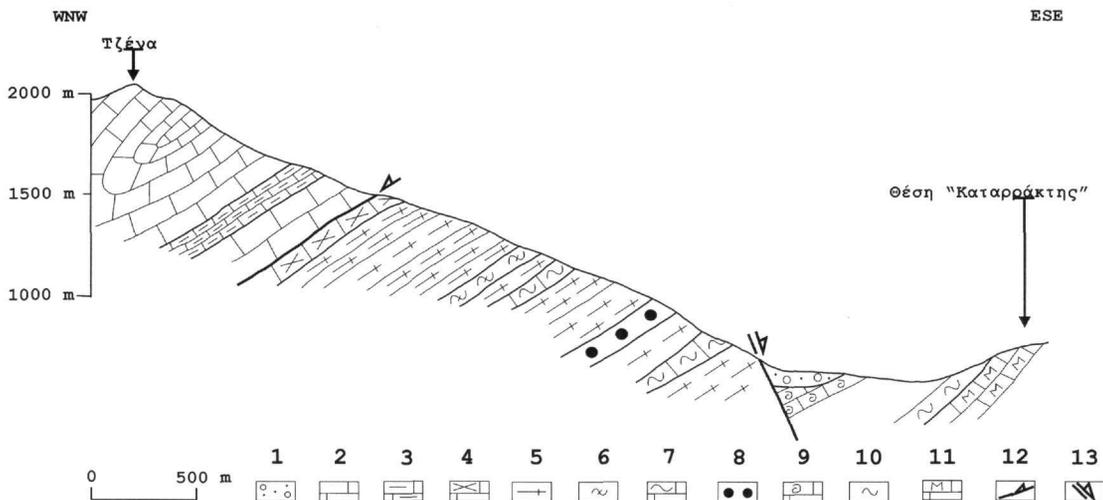
Το θέμα της σύνδεσης της παραμόρφωσης αυτής με τη Νεογενή εφελκυστική παραμόρφωση που κατακαρματίζει σε αμιγώς ρηξιγενείς (brittle) συνθήκες την περιοχή και δημιουργεί τη μεγάλη ρηξιγενή γραμμή της Αριδαίας (που διαχωρίζει το Πάικο από τη Τζένα), παραμένει ανοιχτό.

4. ΣΧΕΣΕΙΣ ΛΙΘΟΛΟΓΙΚΩΝ ΕΝΟΤΗΤΩΝ

4.1. Η επαφή της κατώτερης γνευσιακής ενότητας με τα υπερκείμενα μάρμαρα

Καμμία αξιοσημείωτη ασυμφωνία δεν έχει μέχρι τώρα αναφερθεί μεταξύ των γνευσίων και των μαρμάρων, αντιθέτως περιγράφεται (Mercier, 1966) ότι οι γνεύσιοι μεταβαίνουν στα μάρμαρα ομαλά.

Από την εργασία υπαίθρου στην περιοχή, διαπιστώσαμε ότι υπάρχει τεκτονική επαφή μεταξύ της κατώτερης γνευσιακής ενότητας και των υπερκείμενων μαρμάρων, παρ' όλο ότι και οι δύο ενότητες βυθίζονται προς τα ΒΔ με φαινομενική συμφωνία (Σχ. 3).



Σχ. 3. Γεωλογική τομή της νοτιοανατολικής πλευράς του όρους της Τζένας. 1. Τεταρτογενείς αποθέσεις. 2-3: Ενότητα Μαρμάρων (2. Μάρμαρα, 3. Ασβεστιτικοί σχιστόλιθοι) 4-8: Ενότητα Γνευσίων (4. Ασβεστοπυριτωκός τεκτονικός σχηματισμός της επαφής, 5. Γνεύσιοι, 6. Πιεμοντιτικοί σχιστόλιθοι, 7. Σιπολίνες 8. Αμφιβολίτες) 9-11: Πετρώματα του Πάικου (9. Ασβεστόλιθοι Άνω Κρητιδικού, 10. Σερικιτικοί σχιστόλιθοι, 11. Μάρμαρα Γκάντατς) 12. Ζώνη διάτμησης 13. Ρήγμα

Fig. 3. Geological cross-section in the southeastern part of Tzena Mt. 1. Quaternary deposits 2-3: Marbles unit (2. Marble, 3. Calc-schists) 4-8: Gneisses unit (4. Calc-silicate rocks of the tectonic contact, 5. Gneiss, 6. Piemontite schist, 7. Cipolines, 8. Amphibolites) 9-11: Rocks of Paikon Mt. (9. Upper Cretaceous limestones, 10. Sericitic schists, 11. Gandatch marbles) 12. Shear zone 13. Fault.

Πρόκειται για μία ζώνη διάτμησης με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ και με φορά κίνησης προς ΝΔ, η οποία παρουσιάζει τη δομή που φαίνεται στη Φωτ. 1. Η παραμόρφωση εντός της ζώνης διάτμησης είναι πλαστική (ductile), ενώ σε μία θέση συνυπάρχουν πλαστική και ρηξιγενής (brittle) πιθανόν νεότερη παραμόρφωση με φορά προς ΝΔ. Τα μάρμαρα δηλαδή έχουν κινηθεί πάνω από τους γνευσίους κατά μήκος μίας ζώνης διάτμησης με κίνηση προς ΝΔ.

Ακριβώς κάτω από τη ζώνη επαφής οι γνεύσιοι έχουν προσλάβει Ca από τα μάρμαρα με αποτέλεσμα να αναπτύσσεται ασβεστοπυριτωκός σχηματισμός πάχους 5 – 10 μέτρων. Πιστεύουμε ότι η πρόσληψη Ca οφείλεται στην ανάπτυξη θερμότητας λόγω της διάτμησης που συνέβη ακριβώς στο όριο, με αποτέλεσμα τη διάχυση περιόσσεας Ca στους κατώτερους γνευσίους, με μηχανισμούς διάλυσης και εναπόθεσης (Passchier & Trouw, 1996).

Άγνωστη παραμένει η ακριβής ηλικία δημιουργίας της παραπάνω ζώνης διάτμησης. Εξάλλου, δεν γνωρίζουμε αν λειτούργησε μία ή περισσότερες φορές. Μπορούμε όμως να υποθέσουμε ότι η ζώνη διάτμησης γνευσίων – μαρμάρων με φορά προς ΝΔ σχηματίστηκε κατά την ίδια γεωλογική περίοδο με τη δημιουργία της διαμετρικής γραμμωσίας που διατρέχει όλα τα πετρώματα της ορεινής μάζας της Τζένας με διεύθυνση επίσης ΝΔ-ΒΑ.

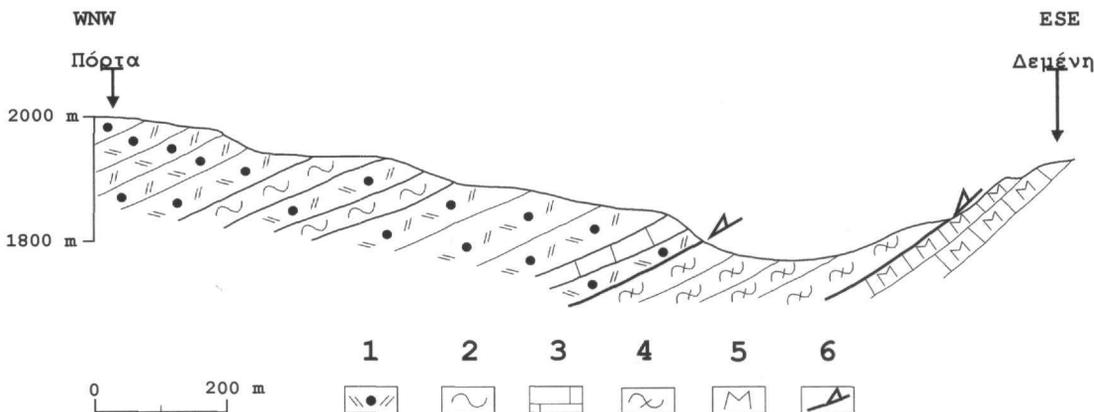
Με βάση την περιγραφή των δύο ενοτήτων και κυρίως της πιθανής ιζηματογενούς προέλευσης των γνευσίων, η αρχική σχέση επαφής της γνευσιακής ενότητας με τα υπερχείμματα μάρμαρα ήταν πιθανότατα κανονική, αλλά ο τεκτονισμός του ορίου μετά το Άνω Κρητιδικό με τη διατμητική παραμόρφωση που περιγράφηκε παραπάνω δεν επιτρέπει τον ακριβή καθορισμό της αρχικής ιζηματογενούς σχέσης.

4.2. Επαφή της ενότητας των μαρμάρων με τους υπερχείμτους μαύρους φυλλίτες

Σε αναλογία με την περιγραφή του ορίου γνευσίων – μαρμάρων, η επαφή των μαρμάρων με τους υπερχείμτους μαύρους φυλλίτες φαίνεται να διαταράσσεται μόνο από νεότερες διατμήσεις – μυλονιτώσεις.

Έτσι, αν και φαινομενικά δημιουργείται η εντύπωση για μία σύμφωνη μετάβαση των πετρωμάτων των δύο ενοτήτων με γενική βύθιση προς ΒΔ, το σύνολο των πετρωμάτων των δύο ενοτήτων έχει υποστεί παραμόρφωση σε ζώνες διάτμησης - μυλονιτώσεως με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ, που είναι η διεύθυνση της γραμμωσίας έκτασης,

χωρίς όμως να καταστεί δυνατός ο καθορισμός της φοράς της κίνησης κατά μήκος της ζώνης επαφής των μαρμάρων και φυλλιτών, όπως διαπιστώθηκε για την επαφή γνευσίων – μαρμάρων (Σχ. 4 & Φωτ. 1).



Σχ. 4. Γεωλογική τομή στο όρος Τζένα κατά μήκος των συνόρων (θέση Πόρτα). 1. Μυλωνιτωμένοι μεταρυόλιθοι 2. Πρασινίτες 3. Κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι 4. Μαύροι φυλλίτες 5. Μάρμαρα 6. Ζώνη διάτμησης.

Fig. 4. Geological cross-section in Tzēna Mt. along the frontiers (Porta site). 1. Mylonitised metarhyolites 2. Greenstones 3. Limestones 4. Black phyllites 5. Marbles 6. Shear zone.

4.3. Επαφή της ενότητας των μαύρων φυλλιτών με την υπερκείμενη μετα – ηφαιστειοϊζηματογενή ενότητα

Η ύπαρξη των μυλωνιτωμένων μεταρυόλιθων, σε οριζόντες που υπέρκεινται άμεσα των μαύρων φυλλιτών αποτελεί ένδειξη ότι το όριο των δύο ενότητων είναι σήμερα τεκτονισμένο. Τα φαινόμενα μυλωνιτώσεως δεν περιορίζονται βέβαια μόνο κοντά στην επαφή, αλλά σε όλη τη μάζα του μετα - ηφαιστειοϊζηματογενούς σχηματισμού, πιστοποιώντας έτσι μία γενική διαμπερούς χαρακτήρα παραμόρφωση προσανατολισμού ΝΔ-ΒΑ. Η κύρια μάζα των μυλωνιτωμένων μεταρυόλιθων είναι λεπτοκρυσταλλική, ανακρυσταλλωμένη με εντονότατη διάτμηση – μυλωνιτώση.

4.4. Επαφή της μετα – ηφαιστειοϊζηματογενούς ενότητας με τον υπερκείμενο μεταφλύσχη

Πρόκειται για μία σύμφωνη μετάβαση των μεταϊζημάτων της μετα - ηφαιστειοϊζηματογενούς ενότητας σε φυλλίτες του μεταφλύσχη.

Αν και η γράμμωση έκτασης προσανατολισμού ΝΔ-ΒΑ είναι διαμπερής, εντούτοις η ένταση της παραμόρφωσης στο μεταφλύσχη είναι αρκετά μειωμένη. Δεν παρατηρήθηκαν μυλωνιτώσεις ανάλογες αυτών που παρατηρήθηκαν στους μεταρυόλιθους της υποκείμενης ενότητας. Η σύσταση και η παραμόρφωση των πετρωμάτων κοντά στη ζώνη επαφής δεν παρουσιάζει καμμία διαφορά από τους υπόλοιπους οριζόντες εντός των δύο ενότητων.

Έτσι, ο ιζηματογενής χαρακτήρας της αρχικής σχέσης επαφής μεταξύ των διαφόρων ενότητων διατηρείται πολύ καλύτερα εδώ στην επαφή της μετα – ηφαιστειοϊζηματογενούς ενότητας και του μεταφλύσχη, παρά στα υποκείμενα πετρώματα, στα οποία όπως περιγράφηκε παραπάνω η ένταση της παραμόρφωσης είναι μεγαλύτερη, φτάνοντας τη μέγιστη τιμή της στην κατώτερη ενότητα των γνευσίων.

Θα πρέπει εδώ να τονίσουμε την ύπαρξη τεκτονικών επιφανειών ολίσθησης με μικρή γωνία κλίσης, εντός της ενότητας του μεταφλύσχη και ακριβώς κάτω από την επαφή του με τα υπερκείμενα Άνω Κρητιδικά ανθρακικά πετρώματα του Πίνοβου. Πάνω στην τεκτονική επιφάνεια ολίσθησης, η οποία βυθίζεται ΒΔ, αποτυπώνεται μία γράμμωση έκτασης με προσανατολισμό ΝΔ-ΒΑ και με φορά κίνησης προς ΝΔ, όπως προκύπτει από την ύπαρξη ταινιών διάτμησης (shear bands).

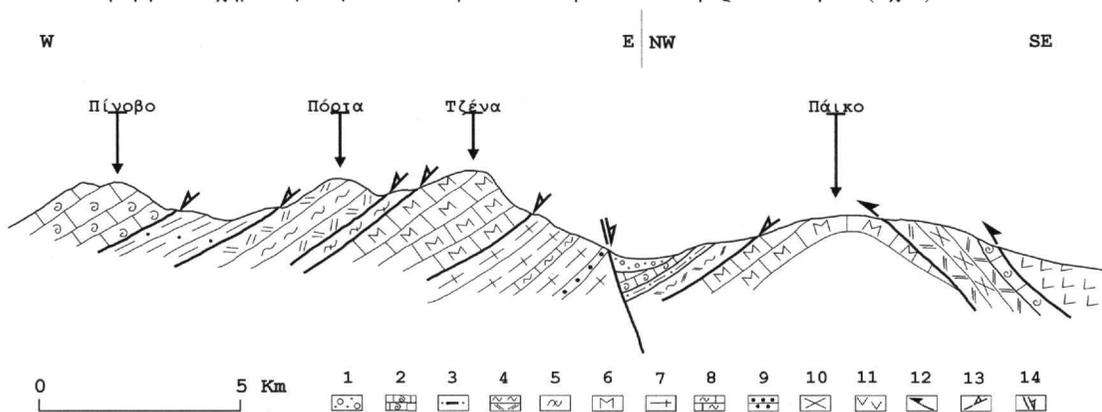
Πιστεύουμε ότι οι τεκτονικές αυτές επιφάνειες ολίσθησης και οι ζώνες διάτμησης σχηματίστηκαν κατά τον ίδιο γεωλογικό χρόνο τόσο με τη ζώνη διάτμησης γνευσίων – μαρμάρων όσο και με τη γενική μυλωνιτώση και διάτμηση του συνόλου της ορεινής μάζας της Τζένας με προσανατολισμό ΝΔ-ΒΑ, μετά το Άνω Κρητιδικό.

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Μέχρι πρότινος ήταν γενικά παραδεκτό ότι μεταξύ των πετρωμάτων της ορεινής μάζας της Τζένας επικρα-

τεί μία σχέση πρωτογενούς συμφωνίας, η οποία ουσιαστικά διατηρήθηκε παρά την όποια μεταμόρφωση και παραμόρφωσή τους.

Η άποψη που τεκμηριώνεται εδώ είναι ότι η ορεινή μάζα της Τζένας αποτελεί ως σύνολο μία μεταμορφωμένη ιζηματογενή ακολουθία με παρενεστρώσεις ηφαιστειακών υλικών, η οποία υπέστη στη συνέχεια μία ισχυρή διάτμηση και μυλονιτίωση. Η διατμητική αυτή παραμόρφωση επέδρασε σε όλες τις ενότητες της Τζένας με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ, με σύγχρονη ανάδρομη μεταμόρφωση στην πρασινοσχιστολιθική φάση. Από τη σχετική χρονολόγηση προκύπτει ότι η παραμόρφωση αυτή έλαβε χώρα στο Τριτογενές και προκάλεσε κυρίως την προς τα ΝΔ διαφυγή των σχηματισμών με τεκτονισμό των επαφών των διαφόρων ενοτήτων (Σχ. 5).



Σχ. 5. Σχηματική γεωλογική τομή των ορεινών όγκων της ζώνης Πάικου δηλ. του Πινόβου, της Τζένας και του Πάικου. 1. Τεταρτογενείς αποθέσεις 2. Ανω Κρητιδικό ασβεστόλιθοι Πινόβου 3. Μεταφλύσχης 4. Μετα-ηφαιστειοιζηματογενής ενότητα 5. Μαύροι φυλλίτες 6. Μάρμαρα 7. Γνεύσιοι 8. Σιπολίτες 9. Αμφιβολίτες 10. Ορθογενέσιοι Καστανεργής 11. Οφιόλιθοι Γευγελής 12. Επωθήσεις-Εμφιπτεύσεις 13. Εφελκυστικά ρήγματα αποκόλλησης-ζώνες διάτμησης 14. Ρήγμα.

Fig. 5. Schematic geological cross-section of Paikon zone mountains, i.e. Pinovon, Tzena and Paikon Mts. 1. Quaternary deposits 2. Upper Cretaceous limestones of Pinovon 3. Metaflysch 4. Meta-volcanosedimentary unit 5. Black phyllites unit 6. Marbles 7. Gneiss 8. Cipolines 9. Amphibolites 10. Kastaneri orthogneiss 11. Gevgeli ophiolites 12. Thrust 13. Detachment-shear zone 14. Fault.

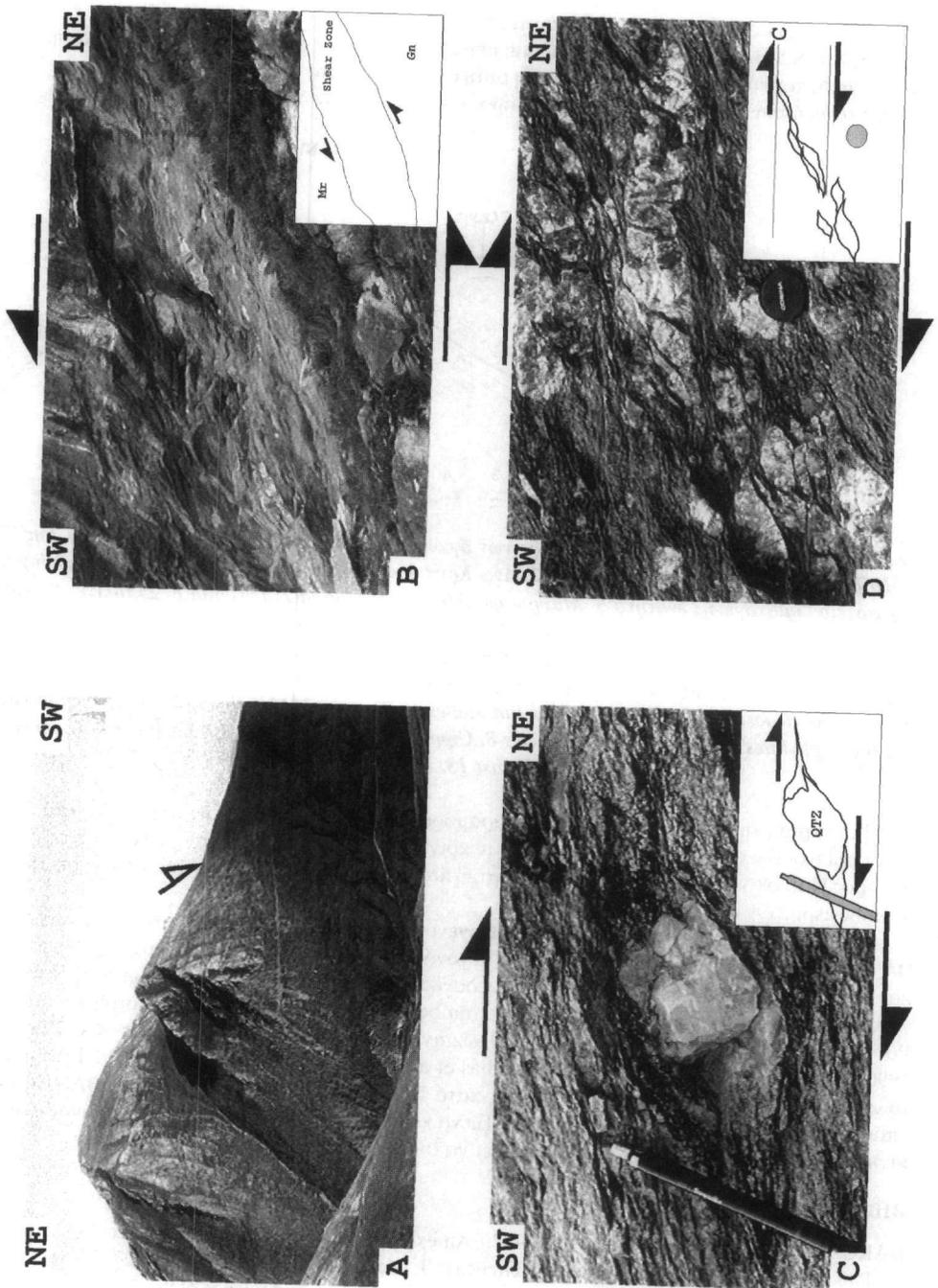
Η σύγκριση της ΝΔ-ΒΑ Τριτογενούς παραμόρφωσης της Τζένας με την αντίστοιχη στο Πάικο πιστοποιεί ότι οι ορεινοί όγκοι Τζένας και Πάικου είχαν κοινή τεκτονική ιστορία κατά το Τριτογενές δεδομένου ότι και στο όρος Πάικο αναφέρεται ανάλογη διατμητική παραμόρφωση του Τριτογενούς με κίνηση προς τα ΝΔ (Brown & Robertson, 1994).

Από τη σύγκριση και συσχέτιση του Τριτογενούς D1 παραμορφωτικού αυτού γεγονότος διεύθυνσης ΝΔ-ΒΑ με το ανάλογης ηλικίας και διεύθυνσης γεγονός που έχει βρεθεί σε άλλες περιοχές της Βόρειας Ελλάδας και συγκεκριμένα στη Ροδόπη, τη Σερβομακεδονική και τον Όλυμπο, συμπεραίνεται ότι πρόκειται για το ίδιο γεγονός που προκάλεσε την εκταφή των μεταμορφικών συμπλεγμάτων (Metamorphic Core Complexes) στη Ροδόπη και τη Σερβομακεδονική κατά το Ηώκαινο - Ολιγόκαινο, με φορά προς ΝΔ (Kilias & Mountrakis, 1990, Sokoutis et al., 1993, Dinter, 1998, Kilias et al., 1999) και την εκταφή των HP/LT μεταμορφωμένων πετρωμάτων στην περιοχή Ολύμπου - Όσσας κατά το Ολιγόκαινο με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ (Kilias, 1995). Είναι επομένως πολύ πιθανό ότι το ορογενές στη Τζένα κατά το Τριτογενές σταδιακά ανυψώνεται συγχρόνως με την κίνηση προς ΝΔ, φαινόμενα τα οποία πρέπει να συνδέονται με εφελκυσμό.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- BAROZ F., BEBIEN J., IKENNE M., 1987. An example of HP-LT metamorphic rocks from an island-arc: the Paikon series (Innermost Hellenides, Greece). *J. Metamorphic Geol.*, 5, 509-527.
- BEBIEN J., PLATEVOET B., MERCIER J., 1994. Geodynamic significance of the Paikon massif in the Hellenides: Contribution of the volcanic rock studies. *Bulletin of the Geol. Society of Greece*, vol. xxx/1, p. 63-67, 7th Congress, Thessaloniki.
- BROWN S., ROBERTSON A., 1994. New structural evidence from the Mesozoic-early Tertiary Paikon unit, Northern Greece. *Bulletin of the Geol. Society of Greece*, vol. xxx/1, p. 159-170, 7th Congress, Thessaloniki.

Φωτ. 1. Α. Πανοραμική εικόνα της ζώνης διάτμησης της επαφής μαύρων φυλλιτών - μαρμάρων. Β. Λεπτομέρεια της ζώνης διάτμησης του ορίου γνευσίων - μαρμάρων. Γ. σ-κλάστης εντός της κατώτερης γνευσιακής ενότητας. Δ. S-C υφή εντός της κατώτερης γνευσιακής ενότητας και μαρμάρων. Β. Α detail picture of the shear zone in the contact between gneisses and marbles. C. σ-clast within lower gneiss unit. D. S-C texture within lower gneiss unit.



- DINTER D., 1998. Late Cenozoic extension of the Alpine collisional orogen, northeastern Greece: Origin of the north Aegean basin. *GSA Bulletin*, Vol. 110, No. 9, p. 1208-1230.
- FERRIERE J., STAIS A., 1994. Un ou des bassin(s) Tethysien(s) Vardarien(s) au Mésozoïque? *Bulletin of the Geol. Society of Greece*, vol. xxx/1, p. 91-103, 7th Congress, Thessaloniki.
- GODFRIAUX I., RICOU L. E., 1991. Le Païkon, une fenêtre tectonique dans les Hellenides Internes (Macedoine, Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 313, Serie 2, p. 1479-1484.
- HANMER S., PASSCHIER C.W., 1991. Shear - Sense Indicators: A Review. *Geol. Survey of Canada*, 90-17, p. 72.
- KILIAS A., MOUNTRAKIS D., 1990. Kinematics of the crystalline sequences in the western Rhodope massif. *Geol. Rhodopica*, 2nd Hell. – Bulg. Symposium, Thessaloniki, p. 100 – 116.
- KILIAS A., 1995. Tectonic evolution of the Olympus-Ossa Mt.: Emplacement of the blueschists unit in eastern Thessaly and exhumation of Olympus-Ossa carbonate dome as a result of tertiary extension (Central Greece). *Mineral Wealth* 96/1995.
- KILIAS A., FALALAKIS G., MOUNTRAKIS D., 1999. Cretaceous – Tertiary structures and kinematics of the Serbomacedonian metamorphic rocks and their relation to the exhumation of the Hellenic hinterland (Macedonia, Greece). *Int. Journal of Earth Sciences*, 88, p. 513-531.
- MERCIER J., 1966. Etude géologique des zones Internes des Hellenides en Macedoine centrale. Contribution à l'étude du métamorphisme et de l'évolution magmatique des zones internes des Hellenides. Thesis, Paris, *Ann. Geol. Payw Hell.*, 20 (1968), Δάνβέçøç, p. 751-779.
- MERCIER J., VERGELY P., BEBIEN J., 1975. Les ophiolites helléniques "obductées" au Jurassique supérieur sont-elles les vestiges d'un océan téthysien ou d'une mer marginale péri-européenne? – *C.R. somm. Soc. Geol. France*, 4, 108-112.
- MIGIROS G., GALEOS A., 1990. Tectonic and stratigraphic significance of the Ano Garefic ophiolitic rocks, (Northern Greece). *Ophiolites, oceanic crustal analogues. Proceedings of the symposium "Troodos 1987"*. Edited by J. Malpasetal, p. 279-284.
- PASSCHIER C.W., TROUW R.A.J., 1996. *Micro – Tectonics*. Springer – Verlag, New York, 289 p.
- RICOU L. E., GODFRIAUX I., 1991. Une coupe à travers les ophiolites et gneiss alloctones entre le massif Pelagonien et la fenêtre du Païkon (Grèce du Nord). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 313, Serie 2, p. 1595-1601.
- RICOU L. E., GODFRIAUX I., 1995. Mise au point sur la fenêtre multiple du Païkon et la structure du Vardar en Grèce. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 321, Serie 2a, p. 601-608.
- SOKOUTIS D., BRUN J.P., VAN DEN DRIESSCHE J., PAVLIDES S., 1993. A major Oligo-Miocene detachment in southern Rhodope controlling north Aegean extension. *J. Geological Society*, Vol. 150, p. 243-246.

ΒΡΑΔΥ-ΟΡΟΓΕΝΕΤΙΚΗ ΕΚΤΑΣΗ ΣΤΙΣ ΕΛΛΗΝΙΔΕΣ ΟΡΟΣΕΙΡΕΣ

Α. ΚΙΛΙΑΣ¹

ΣΥΝΟΨΗ

Μελετάται η γεωμετρία και κινηματική της βραδυ-ορογενετικής έκτασης των Ελληνίδων κατά τη διάρκεια του Τριτογενούς. Στο Ελληνικό ορογενές αναγνωρίζεται, τόσο ο τύπος της συμμετρικής όσο και της ασύμμετρης βραδυ-ορογενετικής έκτασης και κατάρρευσης του ορογενούς, που οδηγεί στη σταδιακή άνοδο και αποκάλυψη των πετρωμάτων των βαθύτερων τεκτονικών οριζόντων του φλοιού. Συμμετρική, διτής φοράς κατάρρευση, χωρίς σημαντική αναθέρμανση του φλοιού, έλαβε χώρα στο κρύο πρίσμα επαύξησης (περιοχές Ολύμπου, Οσσας, Πηλίου και Κρήτης). Ασύμμετρη, προς μια κύρια κατεύθυνση κατάρρευση, με σημαντική αναθέρμανση της λιθόσφαιρας, έλαβε χώρα στην περιοχή πίσω από το ορογενετικό τόξο (περιοχές Ροδότης και Κυκλάδων). Η Τριτογενής βραδυ-ορογενετική έκταση στις Ελληνίδες, αποτέλεσε μαζί με τη συνοδό συμπίεση στο μέτωπο κάθε φορά της εκτεινόμενης πλάκας, ένα μεταναστεύον προς ΝΔ δυναμικό σύστημα, που ξεκίνησε από το Ηώκαινο στις εσωτερικές Ελληνίδες και έφθασε το Μειόκαινο στις εξωτερικές Ελληνίδες. Η κατανομή αυτή της γεωμέτρειας και κίνησης της βραδυ-ορογενετικής έκτασης στο Ελληνικό ορογενές, θα πρέπει να αποδοθεί στην αλλαγή του ρυθμού σύγκλισης των πλακών της Αφρικής και Ευρασίας κατά τη διάρκεια του Τριτογενούς.

ABSTRACT

In the Hellenic orogen both types of late orogenic extension, associated with deep crustal parts exhumation, are recognized during the Tertiary: In the areas of Olympos-Ossa and Pelion Mts in Northern Greece, as well as in the island of Crete in Southern Greece a bivergent late orogenic extension is recognized. Nappes collapse took place immediately above the cold accretionary wedge while compression was active at depth. Heer high pressure assemblages were good preserved. On the contrary, in the Rhodope and Cyclades areas an asymmetric extension dominates. Heer extensional exhumation of deep crustal rocks took place in the high thermal flow back-arc region and high pressure metamorphic rocks were highly overprinted by greenschist to amphibolite facies metamorphism. Partial melting and granitoids intrusions followed the high grade metamorphic reworking of the rocks.

Tertiary late orogenic extension in the Hellenides took place simultaneously with successive subductions processes and crustal thickening at the front of the extended plate, forming with the associated compression a SW-ward migrated system. Extension started in the Rhodope massif during the Eocene/Oligocene to be reached in the Olympos, Ossa, Pilion and Cyclades areas in the Oligocene/Miocene and final in the Crete island at the more external Hellenides, during the Mid-Miocene. Changes in the rate of convergence between Africa and Eurasia associated with retreating plate boundaries conditions allowed the successive, extensional exhumation of the deep crustal rocks in the Hellenides.

Assymmetric collapse in the back-arc area was possibly favoured, because the high potential energy of the thickened crust in the active orogenic arc was counteracted by the continuing subduction along the boundaries of the converging segments of Africa and Eurasia. Symmetric collapse of the overthickened crust above the cold accretionary prism was favoured probably, due to an increasing of the upward pressure produced by the underplating of the lithospheric slab beneath the accretionary wedge.

KEYWORDS: Late orogenic extension, Tertiary, exhumation, accretionary prism, back-arc.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Βραδυ-ορογενετική έκταση, Τριτογενές, αποκάλυψη, πρίσμα επαύξησης, οπισθό-ταφρός

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ-ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ

Στα τελευταία χρόνια η βραδυ-ορογενετική έκταση, δηλαδή η έκταση, που ακολουθεί την ορογενετική

* LATE OROGENIC EXTENSION IN HELLENIDES

1. Department of Geology and Paleontology, Aristotle University of Thessaloniki, 54006 Thessaloniki, Greece.email:kiliias@geo.auth.gr

πάχυνση της λιθόσφαιρας και συνδέεται με την άνοδο και αποκάλυψη πετρωμάτων των βαθύτερων τεκτονικών οριζώντων του ηπειρωτικού φλοιού, απετέλεσε το αντικείμενο έρευνας πολλών γεωλόγων, δίνοντας μια άλλη διάσταση στην ερμηνεία της τεκτονικής εξέλιξης του ορογενούς (Wernicke 1981, Platt 1986, Dewey 1988). Άνοδος και αποκάλυψη των πετρωμάτων των βαθύτερων τεκτονικών τμημάτων του ηπειρωτικού φλοιού (κατώτερη πλάκα) ως αποτέλεσμα της βραδυ-ορογενετικής έκτασης, συνδέονται με την τεκτονική διαφυγή των υπερκείμενων γεωλογικών σχηματισμών (ανώτερη πλάκα), κατά μήκος εφελκυστικών ζωνών διάτμησης και κανονικών ρηγμάτων διαφυγής.

Με βάση τη γεωμετρία της κινηματικής των εφελκυστικών ζωνών διάτμησης διακρίνονται δυο οριακές μορφές της βραδυ-ορογενετικής έκτασης (Malavieille 1993): (α) Η περισσότερο συνήθης μορφή είναι η ασύμμετρη, μη-ομοαξονική έκταση. Αυτή χαρακτηρίζεται από την ανάπτυξη ενός κύριου συστήματος, εφελκυστικών διατμητικών ζωνών με μικρή γωνία κλίσης και με μια, προς μια μόνο κατεύθυνση έννοια της διάτμησης, καθώς και μιας βασικής εφελκυστικής ζώνης διαφυγής. (β) Η δεύτερη μορφή χαρακτηρίζεται από την ανάπτυξη δύο συζυγών, μικρής γωνίας κλίσης συστημάτων, εφελκυστικών ζωνών διάτμησης και με αντίθετη έννοια της κίνησης. Η παραμόρφωση αυτή αποτελεί στο σύνολό της μια ομοαξονική παραμόρφωση.

Δυο κύρια τεκτονικά περιβάλλοντα είναι δυνατόν να διακριθούν, μέσα στα οποία θα μπορούσε να αναπτυχθεί έκταση σε ορογενετικές ζώνες. Και στις δύο περιπτώσεις η έκταση ελέγχεται από τη σχετική ταχύτητα κίνησης των δύο πλακών που συγκλίνουν (Royden 1993), ενώ συνδέεται άμεσα με τη βαρυνική και θερμοκή αστάθεια, που προκαλείται από την πάχυνση του φλοιού και/ή την απομάκρυνση του κατώτερου τμήματος της λιθόσφαιρας (Malavieille 1993): (α) Στο πρώτο περιβάλλον η έκταση αναπτύσσεται κατά τη διάρκεια σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών και οριζόντιας συρρίκνωσης της λιθόσφαιρας, όπου ακόμη η δύναμη βαρύτητας (fg) είναι μικρότερη έως ίση με την τεκτονική δύναμη της συμπίεσης (ft). (β) Στη δεύτερη περίπτωση η έκταση αναπτύσσεται σ' ένα προχωρημένο στάδιο της εξέλιξης του ορογενούς, όταν ήδη θα ισχύσει η σχέση $fg > ft$, προκαλώντας ταυτόχρονα σημαντική έκταση και λέπτυνση στο τμήμα του ορογενούς.

Η εργασία αυτή χαρτογραφεί και συσχετίζει μεταξύ τους τα κινηματικά στοιχεία της βραδυ-ορογενετικής έκτασης στις Ελληνίδες οροσειρές κατά το Τριτογενές, με σκοπό να δώσει μια ολοκληρωμένη εικόνα της πορείας της βραδυ-ορογενετικής έκτασης στο Ελληνικό ορογενές κατά την περίοδο αυτή, αλλά και να κατανοηθεί καλύτερα ο μηχανισμός κατάρρευσης του Ελληνικού ορογενούς κατά τη διάρκεια της Αλπικής ορογένεσης.

2. Η ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΟΡΟΓΕΝΟΥΣ ΚΑΤΑ ΤΟ ΤΡΙΤΟΓΕΝΕΣ, ΠΡΙΝ ΤΗΝ ΕΚΤΑΣΗ

Το Ελληνικό ορογενές (σχ.1), ως τμήμα του ευρύτερου Αλπικού ορογενούς στον Ευρασιατικό χώρο, είναι στενά συνδεδεμένο με τη σύγκλιση της Αφρικανικής και Ευρασιατικής πλάκας κατά την περίοδο του Μεσοζωικού και Τριτογενούς.

Κατά τη διάρκεια σύγκλισης των δύο αυτών μεγάλων τμημάτων της λιθόσφαιρας, μικρότερα τεμάχια της λιθόσφαιρας, όπως οι μικροπλάκες της Απούλιας και της Πελαγονικής, συγκρούστηκαν μεταξύ τους κατά το Κάτω- Μέσο Τριτογενές δημιουργώντας το μεγαλύτερο τμήμα των Ελληνίδων οροσειρών με όλα τα επακόλουθα γεωλογικά φαινόμενα, μαγματισμό, μεταμόρφωση, ιζηματογένεση (σχ1) (Jacobshagen 1978, Godfriaux 1968, Seidel et al. 1982, Mountrakis 1986, Schermer et al. 1989, Doutsos et al.1993).

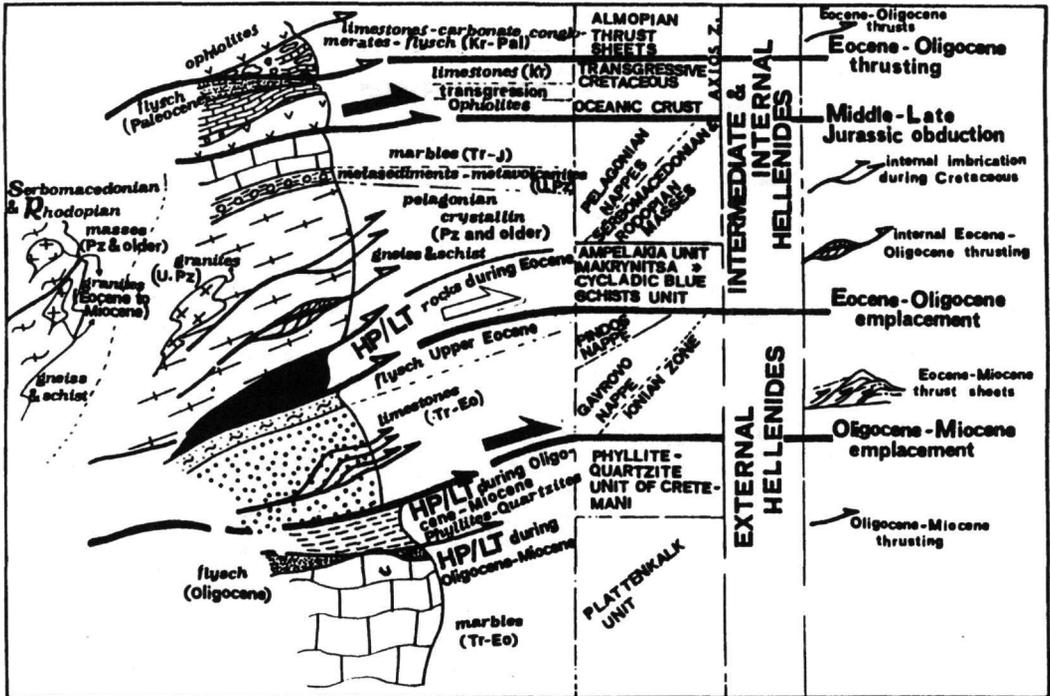
Συσσώρευση τεκτονικών καλυμμάτων με κίνηση προς τα ΝΔ (σε σχέση με τη σημερινή ανάπτυξή τους) και πάχυνση του ηπειρωτικού φλοιού χαρακτηρίζει το στάδιο αυτό δημιουργίας των Ελληνίδων. Συσσώρευση των τεκτονικών καλυμμάτων συνεχίστηκε όλο το Τριτογενές με μια μετατόπιση όμως του μετώπου της επώθησης και συμπίεσης προς τα ΝΔ (aubouin 1959, Schermer et al. 1989). Σήμερα ενεργή συμπίεση εντοπίζεται κατά μήκος της ζώνης υποβύθισης της Αφρικής κάτω από τις Ελληνίδες (σχ.2,3) (Sprakman et al. 1988, Meulenkamp et al. 1988).

Άμεσα συνδεδεμένη με την Τριτογενή τεκτονική της συμπίεσης είναι η δημιουργία δύο κύριων μεταμορφικών ζωνών υψηλής πίεσης/χαμηλής θερμοκρασίας, που αναπτύσσονται σήμερα με τη μορφή δύο ομόκεντρων τόξων, ενός εσωτερικού και ενός εξωτερικού, φανερώνοντας συγχρόνως την εξέλιξη διαδοχικών διεργασιών υποβύθισης (σχ.2): Η εσωτερική ζώνη υψηλής πίεσης, είναι ηωκαινικής ηλικίας (Godfriaux 1968, Wijbrans & McDougal 1988, Schermer et al 1989) και χαρακτηρίζει τη ζώνη συρραφής μεταξύ εσωτερικών (ανώτερη πλάκα) και εξωτερικών ελληνίδων (κατώτερη πλάκα) κατά μήκος των οροσειρών Ολύμπου, Όσας, Πηλίου και των νησιών της εύβοιας και Κυκλάδων. Η εξωτερική ζώνη υψηλής πίεσης, είναι Ολιγοκαινικής/Μειοκαινικής ηλικίας (Seidel et al. 1982) και χαρακτηρίζει μια ζώνη συρραφής μεταξύ ενότητων των εξωτερικών Ελληνίδων στη Νότια Πελοπόννησο και Κρήτη.

Ένα τρίτο γεγονός υψηλής πίεσης περιγράφεται επίσης, εσωτερικότερα, στην κρυσταλλοσχιστώδη μάζα

της Ροδόπης, η ηλικία του οποίου δεν έχει προσδιορισθεί ακόμη, επακριβώς. Πρόκειται πιθανόν, για ένα γεγονός υψηλής πίεσης, κρητιδικής ηλικίας (Wawrzenitz & Mroskos 1997) ή ηωκαινικής ηλικίας (Liati & Gebauer 1999).

3. ΤΡΙΤΟΓΕΝΗΣ ΒΡΑΔΥ-ΟΡΟΓΕΝΕΤΙΚΗ ΕΚΤΑΣΗ



Σχ. 1: Δομή και ηλικία του Ελληνικού ορογενούς
 Fig. 1: Structure and age of the Hellenic orogenic belt

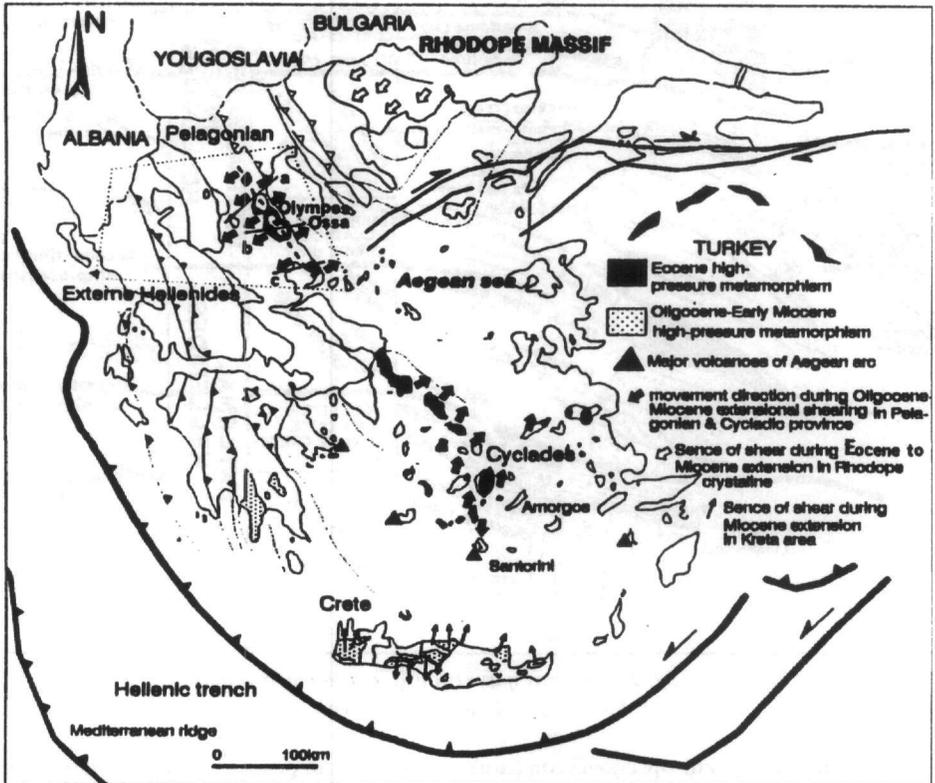
Η εκτατική τεκτονική μετά την ορογένεση έπαιξε ένα σημαντικό ρόλο στην τελική διαμόρφωση του Ελληνικού Ορογενούς, που αναδύθηκε κατά τη διάρκεια του Τριτογενούς. Βραδυ-ορογενετική τεκτονική αποκαλύπτεται τόσο στις εσωτερικές Ελληνίδες (κρυσταλλοσχιστώδης μάζα Ροδόπης), όσο και κατά μήκος των δύο ζωνών υψηλής πίεσης, ηωκαινικής και ολιγοκαινικής/μειοκαινικής ηλικίας, αντίστοιχα (σχ. 2). Η εκτατική αυτή τεκτονική προκάλεσε κατάρρευση του οικοδομήματος των τεκτονικών καλυμμάτων και σημαντική λέπτυνση του φλοιού του Ελληνικού ορογενούς. Κατάρρευση του ορογενούς συνοδεύθηκε από την αποκάλυψη με τη μορφή τεκτονικών παράθρων και πυρήνων μεταμορφικών συμπλεγμάτων, των υποκειμένων τεκτονικών ενοτήτων του μεσαίου και κατώτερου τεκτονικού οριζοντα του ηπειρωτικού φλοιού (σχ. 4) (Lister et al 1984, Schermer et al 1989, Kiliás et al 1991, 1994, 1995, Dinter & Royden 1993).

Η γεωμετρία των εφελκυστικών ζωνών διάτμησης και των ζωνών διαφυγής που συνδέονται με την εφελκυστική κατάρρευση του ορογενούς, στις επιμέρους περιοχές διαμορφώνεται ως εξής (σχ. 2,3,4).

Στις εσωτερικές Ελληνίδες στην κρυσταλλοσχιστώδη μάζα της Ροδόπης (Kiliás & Mountrakis 1990, Dinter & Royden 1993), καθώς και στην περιοχή των Κυκλάδων (Gautier & Brunn 1994), εφελκυστική κατάρρευση έλαβε χώρα κατά μήκος ενός μικρής γωνίας συστήματος εφελκυστικών ζωνών διάτμησης με έννοια της κίνησης του επάνω τεμάχους προς τα ΝΔ και ΒΒΑ, αντίστοιχα. Συνολική μη-ομοαξονική παραμόρφωση χαρακτηρίζει την έκταση στις δύο περιοχές. Τα αποκαλυφθέντα πετρώματα της «κατώτερης πλάκας» οριοθετούνται με την «ανώτερη πλάκα» με μια ρηξιγενή ζώνη διαφυγής, που εμφανίζεται αναθολωμένη ακολουθώντας την αναθόλωση της ανερχόμενης, «κατώτερης πλάκας». Στις περιοχές του Ολύμπου, Όσσας, Πηλίου (σχ. 4) (Kiliás 1991, Kiliás et al 1991, 1995) και Κρήτης (Kiliás et al 1994, Fasoulas et al 1994), προσδιορίστηκε ένα διτής φοράς κίνησης, εκτατικό καθεστώς. Στις περιοχές αυτές ορογενετική κατάρρευση, έλαβε χώρα κατά μήκος δυο μικρής γωνίας συστημάτων εφελκυστικών ζωνών με αντίθετη φορά κίνησης στις δύο πλευρές των αποκαλυφθέν-

των πετρωμάτων της “κατώτερης πλάκας”. Οι εφελκυστικές αυτές ζώνες αναπτύχθηκαν είτε σχεδόν ταυτόχρονα με τη δράση μιας ομοαξονικής συνολικής παραμόρφωσης είτε η μια σε συνέχεια της άλλης, ώστε το τελικό αποτέλεσμα να συνδέεται με διτής φοράς εφελκυστικό καθεστώς και συμμετρική μορφή του αποκαλυφθέντος δόμου. Στην περιοχή του Ολύμπου, Όσσας, Πηλίου, κυριάρχησε κατάρρευση με φορά κίνησης προς τα ΝΔ και ΒΑ, ενώ στην Κρήτη η κατάρρευση έλαβε χώρα προς τα Β και Ν.

Στις περιοχές της Ροδόπης και Κυκλάδων εφελκυστική αποκάλυψη συνδυάστηκε με μια σημαντική αύξηση

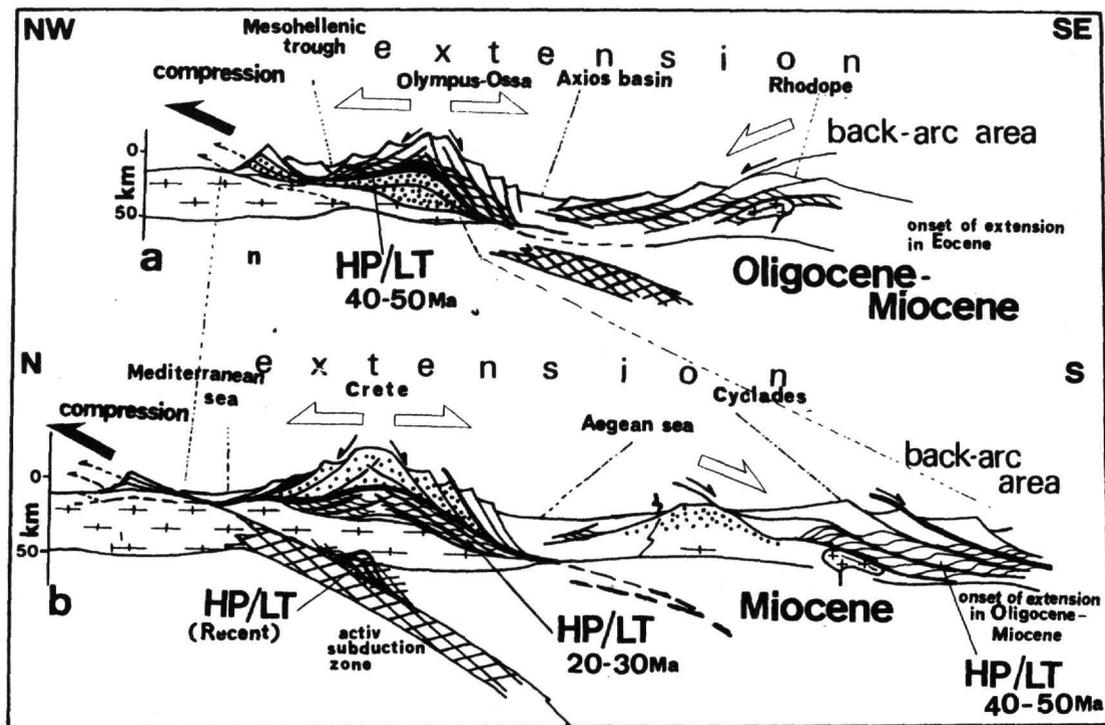


Σχ. 2: Οι δυο ζώνες συρραφής υψηλής πίεσης και η γεωμετρία της κίνησης της βραδυ-ορογενετικής έκτασης στις Ελληνίδες. Δείχνονται οι θέσεις των γεωλογικών τομών του σχ. 4.

Fig. 2: The two high pressure suture belts and the geometry of kinematics of the late orogenic extension in Hellenides. The location of the cross-sections of the fig. 4 are shown.

της θερμοκρασίας της λιθόσφαιρας και μεταμόρφωση των πετρωμάτων σε συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής έως αμφιβολιτικής φάσης (Liati 1986, Wijbrans & McDougall 1988, Kiliyas et al. 1999). Αντίθετα στις περιοχές του Ολύμπου, Όσσας, Πηλίου και Κρήτης εφελκυστική αποκάλυψη των πετρωμάτων του κατώτερου φλοιού έλαβε χώρα σ' ένα σχετικά ψυχρό περιβάλλον, σε συνθήκες ισοθερμής αποσυμπίεσης, με αποτέλεσμα να διατηρηθούν στα πετρώματα, αρκετά καλά, οι προηγούμενες, υψηλής πίεσης παραγενέσεις, σε συνδυασμό βέβαια με τη γρήγορη επιστροφή τους στις επιφανειακές συνθήκες (Schermer et al. 1989, Kiliyas et al. 1991, 1995, Thomson et al. 1998).

Εφελκυστική κατάρρευση του ορογενούς στις περιοχές Ροδόπης και Κυκλάδων έλαβε χώρα πίσω από το ορογενετικό τόξο (σχ. 3) (Lister et al 1984, Jolivet et al. 1994, Kiliyas & Mountrakis 1998), ενώ αντίθετα στις περιοχές Ολύμπου, Όσσας, Πηλίου και Κρήτης εφελκυστική κατάρρευση έλαβε χώρα πάνω στο κύριο πρίσμα επαύξησης του ελληνικού ορογενούς (σχ. 3) (Kiliyas 1991, Jolivet et al 1994, Kiliyas et al 1994, Fassoulas et al. 1994).



Σχ. 3: Σχηματικές γεωλογικές τομές, που απεικονίζουν την κινηματική και γεωμετρία της βραδυ-ορογενετικής έκτασης και της συνοδού συμπίεσης, στα διάφορα τμήματα των Ελληνίδων και σε διαφορετικές χρονικές περιόδους.

Fig. 3: Schematic cross-sections illustrating the geometry and kinematics of the late orogenic extension and the associated compression at the several parts of the Hellenides and in different time.

Στοιχεία ισοτοπικών αναλύσεων έδωσαν μια σταδιακή ηλικία ψύξης της κρυσταλλοσχιζώδους μάζας της Ροδόπης, από το περιθώριο προς τον πυρήνα της, από το Ηώκαινο/Ολιγόκαινο έως το Μειόκαινο (Liati 1986, Dinter & Royden 1993, Wawrzenitz 1997). Kiliias et al. 1999 συνέδεσαν τη σταδιακή αυτή άνοδο της Ροδόπης με εφελκυστική κατάρρευση του ορογενούς. Αντίστοιχα, στις Κυκλάδες η βραδυ-ορογενετική έκταση άρχισε κατά το Ολιγόκαινο-Μειόκαινο, όπως δείχνουν οι ηλικίες των ισοτοπικών αναλύσεων για τη μεταμόρφωση τη σύγχρονη με την έκταση (Altherr et al 1982, Lister et al. 1984). Για τις περιοχές Ολύμπου, Όσσας, Πηλίου εφελκυστική κατάρρευση και άνοδος ξεκίνησε κατά το Ολιγόκαινο-Μειόκαινο (Schermer et al. 1989, Kiliias 1991, Sfeikos et al. 1991), ενώ αντίστοιχα, για την περιοχή της Κρήτης κατά το Μέσο Μειόκαινο (Kiliias et al 1994, Fasoulas et al. 1994).

Η τριτογενής βραδυ-ορογενετική έκταση χαρακτηρίζεται από την ανάπτυξη μιας διαμπερούς S_2 -μυλωνιτικής υφής, συνδεδεμένης με μια L_2 -γράμμιση έκτασης, διαφορετικής βέβαια, ηλικίας, θερμοκρασίας και προσανατολισμού, όπως περιγράφηκε για τα διάφορα τμήματα του Ελληνικού ορογενούς (σχ 2,3). S_2 επηρεάζει σε μεγάλο βαθμό ή και εξαφανίζει τις περισσότερες φορές την προηγούμενη, υψηλότερης πίεσης S_1 -υφή του πετρώματος.

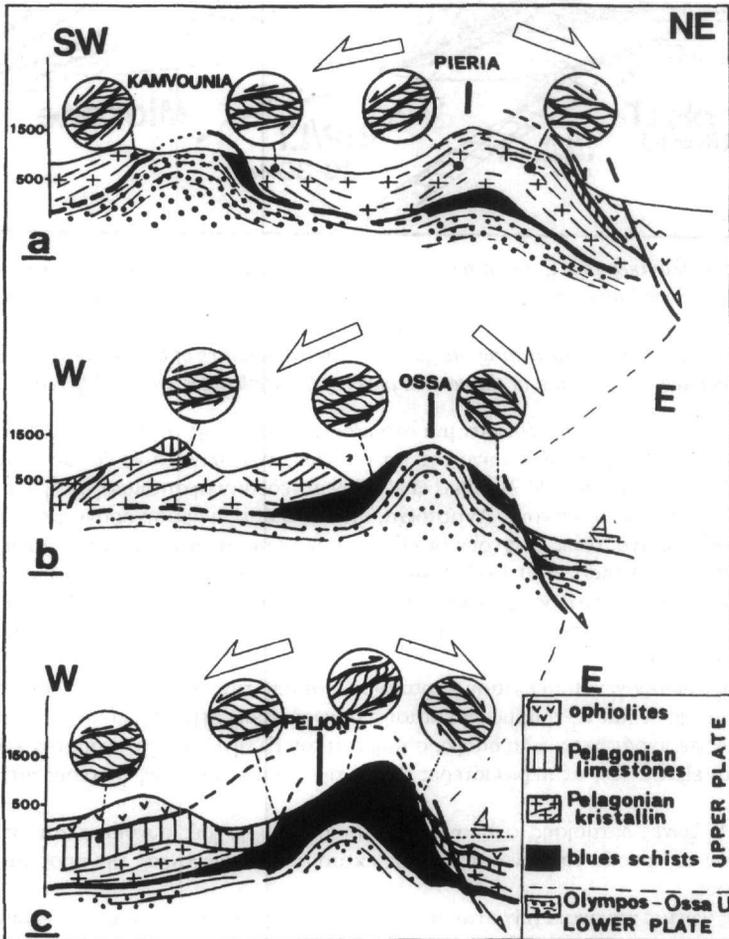
Εφελκυστικές S_3 -ζώνες διάτμησης, ανάλογα, σε περισσότερο ψυχρές συνθήκες και σε καθορισμένες θέσεις, χαρακτηρίζουν το αμέσως επόμενο στάδιο της έκτασης, φανερώνοντας την προς τα πάνω κίνηση τμημάτων του ορογενούς.

Τέλος μεγάλης γωνίας κανονικά ρήγματα με ανάλογη κινηματική συμμετρία, αποτελούν το επόμενο ρηξιγενές στάδιο της παραμόρφωσης, δηλώνοντας το τελικό στάδιο της πορείας άνοδου, των πετρωμάτων των κατώτερων τμημάτων του φλοιού.

4. ΣΥΖΗΤΗΣΗ-ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Σύμφωνα με την περιγραφή των κύριων χαρακτήρων και του χρόνου δράσης της Τριτογενούς βραδυ-ορογενετικής έκτασης στις Ελληνίδες οροσειρές, αυτή παρουσιάζει μια υστέρηση του χρόνου έναρξης δράσης της προς τα ΝΝΔ και από τις εσωτερικές προς τις εξωτερικές Ελληνίδες: (α) Στην κρυσταλλοσχιστώδη μάζα της Ροδόπης ο χρόνος έναρξης της έκτασης και της κατάρρευσης του ορογενούς προσδιορίστηκε κατά το Ηώκαινο-Ολιγόκαινο. (β) Εξωτερικότερα, κατά μήκος της εσωτερικής ζώνης υψηλής πίεσης (περιοχές Ολύμπου, Όσσας, Πηλίου και Κυκλάδων) η έκταση ξεκινά κατά το Ολιγόκαινο-Μειόκαινο. (γ) Ακόμη εξωτερικότερα, κατά μήκος της εξωτερικής ζώνης υψηλής πίεσης (περιοχή Κρήτης) η έκταση έλαβε χώρα για πρώτη φορά το Μέσο-Μειόκαινο.

Από την άλλη πλευρά, η βραδυ-ορογενετική έκταση στις Ελληνίδες οροσειρές φαίνεται ότι εξελισσόταν σ' ένα καθεστώς συνεχιζόμενης σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών, ταυτόχρονα πάντοτε με συμπιεστική τεκτονική και πάχυνση του φλοιού, κάθε φορά σε εξωτερικότερους χώρους του ορογενούς (σχ.3) (Schermer et al 1989, Kiliias et al. 1999). Αντίστοιχα, κάθε φορά η βραδυορογενετική έκταση ακολουθούσε το κύμα της συμπίεσης και πάχυνσης της λιθόσφαιρας, που συνοδεύονταν από, υψηλής πίεσης, μεταμόρφωση και υποβύθιση λιθόσφαιρας.



Σχ. 4: Γεωλογικές τομές, που απεικονίζουν τη διτή φορά κίνησης της βραδυ-ορογενετικής κατάρρευσης του Ελληνικού ορογενούς στις περιοχές, Ολύμπου, Όσσας και Πηλίου

Fig. 4: Geological cross-sections illustrating the bivergent sense of movement of the orogenic collapse of Hellenides at the Olympos, Ossa and Pelion areas

Σαν συνέπεια θα μπορούσε να εξαχθεί το συμπέρασμα, ότι κατά τη διάρκεια του Τριτογενούς, έκταση και συμπίεση, σχημάτιζαν ένα δυναμικό σύστημα, που προοδευτικά μετατοπιζόνταν προς τα ΝΝΔ, σ' ένα καθεστώς συνεχούς σύγκλισης λιθοσφαιρικών πλακών. Τα βαθύτερα τεκτονικά τμήματα του φλοιού αποκαλύφθηκαν κατά τη διάρκεια εφελκυστικής τεκτονικής, ταυτόχρονα με υποβύθιση υλικού της λιθόσφαιρας και συσσώρευση τεκτονικών καλυμμάτων στα εξωτερικότερα τμήματα, στο μέτωπο της ορογενετικής ζώνης (σχ.2,3)(Kilias et al 1999).

Όπου βραδυ-ορογενετική εφελκυστική τεκτονική έλαβε χώρα σε περιοχή πίσω από το ορογενετικό τόξο (κρυσταλλοσχιζτώδης μάζα της Ροδόπης και Κυκλάδες), παρατηρείται μια ασύμμετρη κατάρρευση του ορογενούς, με την ανάπτυξη ενός μόνο, κύριου συστήματος εφελκυστικών ζωνών διάτμησης (σχ.2,3). Αντίθετα, κατάρρευση πάνω στο πρίσμα επαύξησης (περιοχές Ολύμπου, Όσσας, Πηλίου και Κρήτης), φαίνεται ότι ευνοεί τη συμμετρική μορφή ανάπτυξης εφελκυστικών διατμητικών ζωνών, με αντιθετική έννοια της κίνησης στις δύο πλευρές του δόμου των πετρωμάτων, που αποκαλύπτεται (σχ.2,3,4).

Η αιτία γι' αυτή την κινηματική-δυναμική γεωμετρία του καταρρέοντος ορογενούς στα επί μέρους τμήματά του, θα πρέπει, κατά τη γνώμη μας, να αναζητηθεί στις συνθήκες, που αναπτύσσονται στις περιοχές των ορίων σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών.

Αλλαγή στις συνθήκες σύγκλισης των τεμαχίων της Αφρικής και Ευρασίας, κατά τη διάρκεια του Τριτογενούς (Dercourt et al. 1986), σε συνδυασμό με την ανάπτυξη οπισθοχωρούντων ορίων πλακών (Royden 1993), επέτρεψαν την κατάρρευση του Ελληνικού ορογενούς και την εφελκυστική αποκάλυψη των πετρωμάτων των κατώτερων τεκτονικών οριζόντων του φλοιού. Σε περιοχές πίσω από το ορογενετικό τόξο, η υψηλή δυναμική ενέργεια του υπεραπαχμένου φλοιού του ορογενετικού τόξου, που αναπτύχθηκε κάθε φορά κατά μήκος του ορίου σύγκλισης των διαφόρων τεμαχίων της Αφρικής και Ευρασίας, αντέδρασε ενάντια στη συνεχιζόμενη υποβύθιση, έτσι ώστε να προκληθεί η ασύμμετρη κατάρρευση του ορογενούς. Η σημαντική λέπτυνση της λιθόσφαιρας, που ακολούθησε την κατάρρευση και έκταση του ορογενούς, συνοδεύθηκε από μια συμπίκνωση των ισοθέριων και αύξηση της θερμοκρασίας του φλοιού. Αντίθετα, έκταση του υπεραπαχμένου φλοιού πάνω στο κρού πρίσμα επαύξησης, συνδεδεμένη με μια πιθανή, αύξηση της πίεσης, που ασκείται προς τα πάνω από την υποβυθιζόμενη πλάκα, ευνόησε τη συμμετρική κατάρρευση του ορογενούς και την ανάπτυξη μιας συμμετρικής μορφής δόμου από τα ανερχόμενα πετρώματα των βαθύτερων τεκτονικών τμημάτων του φλοιού.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ: Ευχαριστώ τον καθ.Ν. Φυτολάκη για την κριτική θεώρηση της εργασίας.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ALTHERR, B., KREUZER, J., WENDT, I., LENZ, H., WAGNER, G.A., KELLER, J., HARRE, W. & HANDORF, A. (1982): A late Oligocene/Aearly Miocene high temperature belt in the Attica Cycladic crystalline complex (SE Pelagonian, Greece). *Geol. Jb.*, E2E, 97-164.
- AUBOUIN, J. (1959): Contribution a l' etude geologique de la Grece septentri-onal : les confins de l' Epire et de la Thessalie. *Ann. Geol. Pays Hell.*, 10, 1-525.
- DERCOURT J. and 18 others (1986): Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamir since the Lias. *Tectonophysics*, 123, 241-315.
- DEWEY, J.F. (1988) : Extensional collapse of orogenes. *Tectonics*, 7, 1123-1139.
- DINTER, D.A. & ROYDEN, I. (1993): Late Cenozoic extension in north-eastern Greece: Strymon Valley detachment system and Rhodope metamorphic core complex. *Geology*, 21, 45-48.
- DOUTSOS, T., PE-PIPER, G., BORONKAY, K. & KOUKOUVELAS, I. (1993): Kinematics of the central Hellenides. *Tectonics*, 12, 936-953.
- FASSOULAS, C., KILIAS, A. & MOUNTRAKIS, D. (1994): Postnappe stacking extension and exhumation of high-pressure/low-temperature rocks in the island of Crete, Greece. *Tectonics*, 13, 127-138.
- GAUTIER, P. & BRUN, J.P. (1994) : Ductile Crust exhumation and extensional detachments in the central Aegean (Cyclades and evia Islands). *Geodinamica Acta*, 7, 57-85.
- GODFRIAUX, I. (1968): Etude geologique de la region de l' Olympe (Grece). *Ann. Geol. Pays Hell.*, 19, 1-280.
- JACOBSSHAGEN, V., DÜRR, S., KOCKEL, F., KOPP, K.O., KOWALCZYK, G., BERCKHEMER, H., & BUTTNER, D. (1978): Structure and geodynamic evolution of the Aegean region. In: Closs, H., Roeder, D., Schmidt, K. (eds). *Alps, Apennines, Hellenides IUCG Scientific Report*, 38, 537-564.
- JOLIVET, L., DANIEL, J.M., TRUFFERT, C. & GOFFE, B. (1994): Exhumation of deep crustal metmaorphic rocks and crustal extension in back arc region. *Lithos*, 33, 3-30.
- KILIAS, A. (1991): Transpressive Tektonik in den zentralen Helleniden. Aenderung der Translationspfade durch

- die Transpression (Nord-Zentral Griechenland). *N. Jb. Geol. Palaeont. Mh.*, 20, 291-306.
- KILIAS, A. & MOUNTRAKIS, D. (1990): Kinematics of the crystalline sequences in the western Rhodope massif. *Geol. Rhodop.*, 2, 100-116.
- KILIAS, A., FRISCH, W., RATSCHBACHER, L. & SFEIKOS, A. (1991): Structural evolution and P/T metamorphic conditions of blue schists of E. Thessaly. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 25, 81-99.
- KILIAS, A., FASSOULAS, C. & MOUNTRAKIS, D. (1994) : Tertiary extension of continental crust and uplift of Psiloritis metamorphic core complex in the central part of the Hellenic arc (Crete, Greece). *Geol. Rdsch.*, 83, 417-430
- KILIAS, A., FALALAKIS, G., NASTOS, G. & MOUNTRAKIS, D. (1995): Tertiary extensional exhumation of the HP/LT Makrynitza metamorphic complexes in Mt Pelion (Eastern Thessaly). XV Crpatho-Balkan Congress, *Geol. Soc. Greece, Sp. Publ.* 4, 48-52.
- KILIAS, A. & MOUNTRAKIS, D. (1998): Tertiary extension of the Rhodope massif associated with granite emplacement (Northern Greece). *Acta Vulcanologica*, 10, 331-337.
- KILIAS, A., FALALAKIS, G. & MOUNTRAKIS, D. (1999): Cretaceous-Tertiary structures and kinematics of the Serbomacedonian metamorphic rocks and their relation to the exhumation of the Hellenic Hinterland (Macedonia, Greece). *Int. Journ. Earth Sciences*, 88, 513-531.
- LIATI, A., (1986): Regional metamorphism and overprinting contact metamorphism of the Rhodope zone, near Xanthi, N. Greece: petrology, geochemistry, geochronology. *Diss. Techn. Univ. Braunschweig*, Germany, 1-186.
- LIATI, A. & GEBAUER, D. (1999): Constraining the prograde and retrograde P-T-t path of Eocene HP rocks by SHRIMP dating of different zircon domains: inferred rates of heating, burial cooling and exhumation for central Rhodope, northern Greece. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 135, 340-354.
- LISTER, G.S., BANCA, G. & FEENSTRA, A. (1984): Metamorphic core complexes of Cordilleran type in Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Geology*, 12, 221-225.
- MALAVIEILLE, J. (1993) : Late orogenic extension in mountain belts: Insights from the Basin and Range and the late Paleozoic Variscan belt. *Tectonics*, 12, 1115-1130.
- MEULENKAMP, J.E., WORTEL, M.J.R., VAN WAMEL, W.A., SPAKMAN, W. & HOOGERDUYN STRATING, E. (1988) : On the Hellenic subduction zone and the geodynamic evolution of Crete since the late middle Miocene. *Tectonophysics*, 146, 203-215.
- MOUNTRAKIS D. (1986): The Pelagonian zone in Greece: A polyphase deformed fragment of the Cimmerian continent and its role in the geotectonic evolution of the Eastern Mediterranean. *J. of Geology*, 94, 335-347
- PLATT, J.P. (1986): Dynamics of orogenic Wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, 1037-1053.
- ROYDEN, L.H. (1993): Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, 12, 629-638.
- SCHERMER, E., LUX, D. & BURCHFIEL, B. (1989): Age and tectonic significance of metamorphic events in the Mt. Olympos region (Greece). *Bull. Geol. Soc. Greece*, 23, 13-27.
- SEIDEL, E., KREUZNER, H. & HARRE, W. (1982): A Late Oligocene/Early Miocene high-pressure belt in the External Hellenides. *Geol. Jb.*, E23, 165-206.
- SFEIKOS, A., BOEHRINGER, C., FRISCH, W., KILIAS, A. & RATSCHBACHER, L. (1991): Kinematics of Pelagonian nappes in Kranea area, North Thessaly, Greece. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 25, 101-105.
- SPAKMAN, W., WORTEL, M.J. R. & VLAAR, N.J. (1988): The Hellenic subduction zone: a tomographic image and its geodynamic implications. *Geophys. Res. Lett.*, 15, 60-63.
- THOMPSON, S.N., STOECKHERT, B. & BRIX, M.R. (1998): Thermochronology of the high-pressure metamorphic rocks of Crete. Greece: implications for the speed of tectonic processes. *Geology*, 26, 259-262.
- WAWRZENITZ, N. (1997): Mikrostrukturelle unterstützte Datierung von Deformationen inkrementen in Myloniten: Damer der Exhumierung und Aufdomung des metamorphen Kern-komplexes der Insel Thassos (Süd-Rhodope, Nordgriechenland). *Diss. Univ. Erlangen, Nuernberg*, 1-180.
- WAWRZENITZ, N. & MPOSKOS, E. (1997): First evidence for Lower Cretaceous HP/LT metamorphism in the Eastern Rhodope, North Aegean region, North-East Greece. *European Journal of Mineralogy*, 9, 659-664.
- WERNICKE, B.P. (1981): Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: Nappe tectonics in a extending orogen. *Nature*, 291, 645-648.
- WIJBRANS, J.R. & McDOUGALL, I. (1988): Metamorphic evolution of the Attic-Cycladic Metamorphic Belt on Naxos (Cyclades, Greece) utilizing $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum measurements. *J. of metam. Geol.*, 6, 571-594.

ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ ΚΑΙ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ ΝΗΣΟΥ ΛΕΥΚΑΔΑΣ*

Ε. Α. ΛΕΚΚΑΣ¹ Γ. Α. ΔΑΝΑΜΟΣ¹ Σ. Γ. ΛΟΖΙΟΣ¹

ΣΥΝΟΨΗ

Περιγράφονται αναλυτικά οι γεωλογικοί σχηματισμοί που συμμετέχουν στη γεωλογική δομή της νήσου Λευκάδας, καθώς και τα κύρια χαρακτηριστικά της νεοτεκτονικής δομής. Στα πλαίσια περιγραφής του ρηξιγενούς ιστού επιχειρείται η γεωμετρική, κινηματική και χρονική ανάλυση των εμφανιζόμενων ρηξιγενών επιφανειών. Στην πρόσφατη ιστορία της νεοτεκτονικής παραμόρφωσης της Λευκάδας μπορούν να διακριθούν βασικά επεισόδια συμπίεστικού χαρακτήρα, τα οποία έχουν διακοπεί από περιόδους, όπου επικρατεί εφελκυσμός από βαρύτητα.

ABSTRACT

In this paper, the formations that participate in the geological structure of Lefkada island are described in detail, as well as two alpine tectonic phases that affected the island, together with the criteria for their evaluation. The tectonic fabric is then described and the mapped fault systems are analysed kinematically and geometrically through the time. The current geodynamic regime has found its expression on the island through a dense fault network that has overprinted the pre-existing thrust-related features and has been dominant throughout the Plioquaternary. The dense fault network has broken up the island in a multitude of independent fault blocks which are described; an attempt is also made to determine the relative movements among these fault-blocks. The recent geological history of Lefkada is characterized by basic periods of predominant compression, interrupted by brief extensional episodes, where gravitational movements are favoured.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: ρηξιγενής ιστός, νεοτεκτονικές ενότητες-ρηξιτεμάχη, νεοτεκτονική δομή και εξέλιξη

KEY WORDS: fault fabric, neotectonic units-blocks, neotectonic structure and evolution

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η νήσος Λευκάδα μαζί με τις άλλες νήσους του Ιονίου που βρίσκονται νοτιότερα αυτής και την Πελοπόννησο σχηματίζουν το δυτικό τμήμα του εξωτερικού νησιωτικού τόξου των Ελληνίδων. Το γεωτεκτονικό πλαίσιο της Λευκάδας καθορίζεται από το όριο υποβύθισης του φλοιού της Ανατολικής Μεσογείου κάτω από το φλοιό του Αιγαίου, το οποίο βρίσκεται δυτικά της νήσου.

Τα επιμέρους στάδια και το είδος της παραμόρφωσης που έχουν υποστεί τα πετρώματα της νήσου μπορούν να διακριθούν αρκετά καλά χάρις στα στοιχεία που παρέχει η γεωλογική χαρτογράφηση και οι παρατηρήσεις υπαίθρου, καθώς και η ηλικία των λιθολογικών φάσεων, όπως αυτή προκύπτει από τα βιβλιογραφικά δεδομένα (UNDERHILL 1985, 1989).

Στην παρούσα εργασία, αφού σκιαγραφηθούν σύντομα οι φάσεις της αλπικής συμπίεστικής παραμόρφωσης, περιγράφεται ο ρηξιγενής ιστός και τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά της νεοτεκτονικής δομής της νήσου και επιχειρείται μια αναπαράσταση των σταδίων της γεωλογικής της εξέλιξης κατά την νεοτεκτονική περίοδο, μετά την τοποθέτηση των τεκτονικών καλυμμάτων και τη διαμόρφωση του αλπικού ιστού.

2. ΛΙΘΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΚΗ ΔΙΑΡΘΡΩΣΗ ΤΗΣ ΛΕΥΚΑΔΑΣ – ΦΑΣΕΙΣ ΑΛΠΙΚΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ

Στη γεωλογική δομή της Λευκάδας συμμετέχουν αλπικοί, μολασσοί και μεταλπικοί σχηματισμοί (Εικόνα 1). Οι αλπικοί σχηματισμοί περιλαμβάνουν ανθρακικά και κλαστικά ιζήματα που ανήκουν στις δύο εξωτερικές γεωτεκτονικές ενότητες του τόξου των Ελληνίδων, δηλαδή την ενότητα Παξών και την Ιόνιο ενότητα, με ηλικίες Τριαδικό – Τορτόνιο και Τριαδικό – Ακουϊτάνιο αντίστοιχα (RENZ 1955, ΜΠΟΡΝΟΒΑΣ 1964). Οι μολασσοί σχηματισμοί περιλαμβάνουν κλαστικά κυρίως θαλάσσια ιζήματα (μάργες, βιοκλαστικούς υφαλογενείς ασβεστόλιθους, λατυποπαγή – κροκαλοπαγή, ψαμμίτες) με ηλικία Κατώτερο – Μέσο Μειόκαινο (Βουρδινάλιο

* NEOTECTONIC STRUCTURE AND EVOLUTION OF LEFKADA ISLAND

1. Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστημιούπολη, 15784 Αθήνα

– Λάγγιο), τα οποία υπέρκεινται επικλυσιογενώς των πτυχωμένων σχηματισμών της Ιονίου ενότητας, που δομεί τον κύριο όγκο της νήσου. Αντίθετα στο δυτικό τμήμα (χερσόνησος Λευκάτων ή Αθανίου), όπου αναπτύσσεται η ενότητα Παξών, τα ισοχρόνα των μολασσοικών σχηματισμών ιζήματα αποτελούν τα κατώτερα τμήματα της κλαστικής φλοσχοειδούς σειράς της εν λόγω ενότητας (ΜΠΟΡΝΟΒΑΣ 1964, IGRS-IFP 1966, B.P.Co 1971, CUSHING 1985). Τέλος οι μεταλλικοί σχηματισμοί περιλαμβάνουν κλαστικά ιζήματα του Νεογενούς (Πλειοκαίνου) με λιμνοχερσαίους ή χερσαίους χαρακτήρες, καθώς και τεταρτογενείς αποθέσεις παράκτιες, χερσαίες ή λιμνοθαλάσσιες (ΜΠΟΡΝΟΒΑΣ 1964, IGRS-IFP 1966, CUSHING 1985).

Στα πλαίσια του αλπικού τεκτονισμού της νήσου είναι σαφέστατη η διάκριση ανάμεσα σε δύο τεκτονικές παραμορφωτικές φάσεις, οι οποίες ουσιαστικά δημιούργησαν το γεωλογικό αλπικό υπόβαθρο της νήσου, πάνω στο οποίο επικλύθενται οι σχετικά νεότεροι σχηματισμοί. Η πρώτη φάση αλπικού τεκτονισμού τεκμηριώνεται με βάση την επικλυσιογενή απόθεση των μολασσοικών σχηματισμών επί των παραμορφωμένων ιζημάτων της Ιονίου, τα οποία και έχει επηρεάσει, εκδηλώνεται δε κατά την περίοδο Κατώτερο – Μέσο Βουρδιγάλιο (IGRS-IFP, 1966) ή στο Αν. Βουρδιγάλιο – Κατ. Λάγγιο (CUSHING, 1985). Τα ιζήματα της ενότητας Παξών έμειναν κατά την περίοδο αυτή ανεπηρέαστα από τις τεκτονικές κινήσεις. Κατά τη διάρκεια αυτής της πρώτης τεκτονικής φάσης αναδύθηκε το μεγαλύτερο τμήμα της νήσου (το κεντρικό – ανατολικό), ενώ το νοτιοδυτικό τμήμα που αντιστοιχεί στη χερσόνησο Λευκάτων (Αθανίου) παρέμεινε υπό τη θάλασσα. Παράλληλα δημιουργήθηκαν ημιανεστραμμένες ή κατακεκλιμένες πτυχές, ανάστροφα ρήγματα και επιπτεύσεις μέσα στην Ιόνιο ενότητα. Η δεύτερη φάση αλπικού τεκτονισμού τεκμηριώνεται από τη δημιουργία της επιφάνειας εώθησης, εξαιτίας της τεκτονικής επαπτομενικής κίνησης προς τα δυτικά, που τοποθετεί τα ιζήματα της Ιονίου ενότητας πάνω στην ενότητα Παξών. Η φάση αυτή εκδηλώνεται κατά την περίοδο Αν. Τορτόνιο/Μεσσηνιο – Κατώτερο Πλειόκαινο (CUSHING, 1985). Κατά τη διάρκειά της ολοκληρώθηκε η ανάδυση της νήσου. Εξαιτίας της δεύτερης φάσης παραμορφώθηκαν αμυδρά και τα ιζήματα της επικλυσιογενούς μολασσοικής σειράς, τα οποία χαρακτηρίζονται από πτυχές μεγάλης ακτίνας καμπυλότητας.

3. ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ ΤΗΣ ΔΟΜΗΣ ΤΗΣ ΝΗΣΟΥ ΛΕΥΚΑΔΑΣ

Το σύγχρονο γεωδυναμικό καθεστώς έχει επικρατήσει στη νήσο μετά την εκδήλωση και των τελευταίων αλπικών επαπτομενικών κινήσεων είναι δε κυρίαρχο καθ' όλη τη διάρκεια του Πλειο-Τεταρτογενούς. Έκφραση αυτού του γεωδυναμικού καθεστώτος αποτελεί το πυκνό δίκτυο ρηγμάτων, τα οποία έχουν κατατεμαχίσει, τόσο τις υποκείμενες αλπικές σειρές της νήσου (ενότητες Παξών και Ιονίου), όσο και τα υπερχείμμενα ασύμφωνα τοποθετημένα ιζήματα. Το δίκτυο των ρηγμάτων που δραστηριοποιούνται κατά το Πλειο-Τεταρτογενές δημιουργεί ένα πολύπλοκο σύστημα ανεξάρτητων μεταξύ τους ρηξιτεμαχών, των οποίων οι επιμέρους σχετικές κινήσεις μόνο κατά προσέγγιση μπορούν να προσδιοριστούν.

Τα συστήματα των ρηγμάτων

Το σύνολο των ενεργών ρηγμάτων που συγκροτούν τον νεότερο ρηξιγενή ιστό της Λευκάδας διακρίνονται με βάση τις διευθύνσεις τους σε δύο κύριες ομάδες.

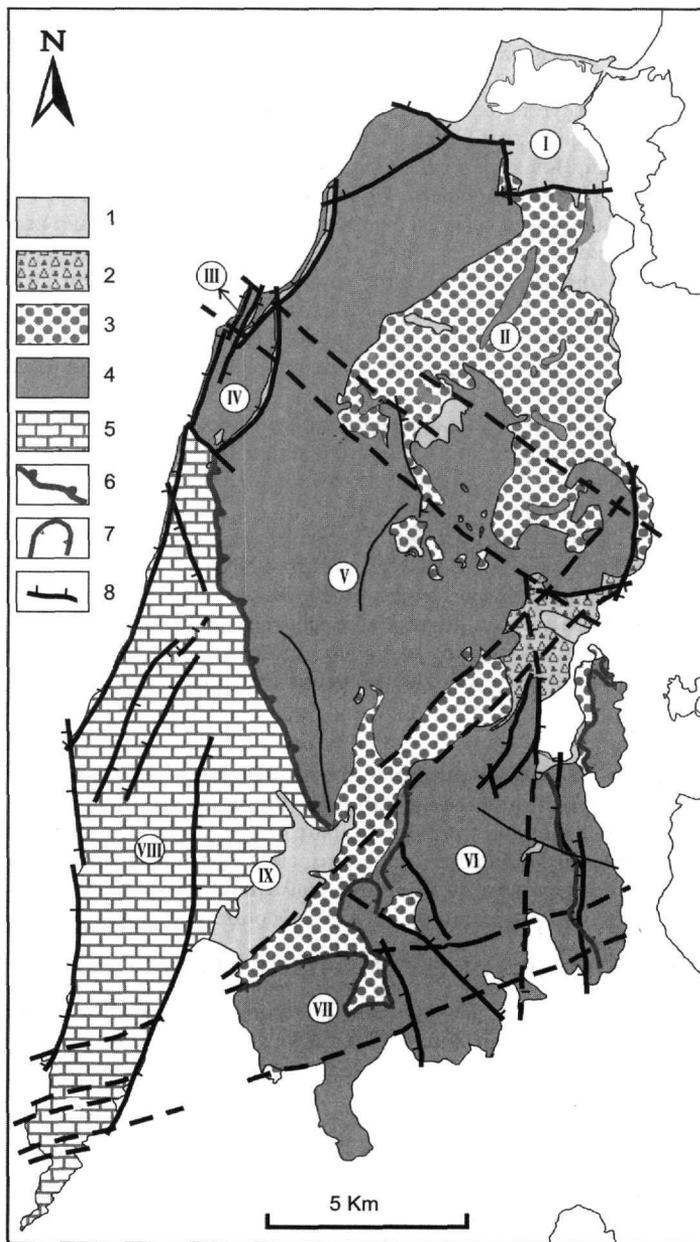
Η πρώτη ομάδα περιλαμβάνει ρήγματα με διευθύνσεις ΒΔ-ΝΑ έως ΒΑ-ΝΔ. Οι περισσότερες ρηξιγενείς επιφάνειες αυτής της ομάδας είναι προσανατολισμένες παράλληλα προς τη διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ έως Β-Ν, είναι δηλαδή παράλληλες ή σχεδόν παράλληλες προς τον άξονα της τάφρου (ή κάθετες προς το άνωμα της κίνησης των πλακών στην περιοχή). Η δεύτερη ομάδα περιλαμβάνει ρήγματα με διευθύνσεις από ΔΒΔ-ΑΝΑ έως ΔΝΔ-ΑΒΑ δηλαδή γύρω από μια μέση διεύθυνση Α-Δ. Οι επιφάνειες αυτές είναι παράλληλες ή σχεδόν παράλληλες προς τη ρηξιγενή ζώνη Σπερχειού – Αμβρακικού, που διέρχεται βόρεια της Λευκάδας.

Περιγραφή των κινήσεων των ρηγμάτων

Αν και τα ρήγματα αφθονούν στη νήσο, εντούτοις λίγα μόνο προσφέρονται για κινηματική ανάλυση. Οι παρατηρήσεις στις γραμμές προστριβής που έχουν διατηρηθεί πάνω στις ρηξιγενείς επιφάνειες οδηγούν στο συμπέρασμα ότι τα ρήγματα της πρώτης ομάδας (με μέση διεύθυνση Β-Ν) παρουσιάζουν άλματα όπου επικρατεί η κατακόρυφη συνιστώσα ολίσθησης (κανονικά ή πλαγιοκανονικά), ενώ αυτά της δεύτερης ομάδας, άλματα όπου επικρατεί η οριζόντια συνιστώσα ολίσθησης. Αυτό αποτελεί ένα σημαντικό κριτήριο γενετικής συσχέτισης των μεσοσκοπικής ή μακροσκοπικής κλίμακας δομών της νήσου με τις μεγαδομές (ζώνη υποβύθισης, ρηξιγενής ζώνη Σπερχειού) του Ελληνικού τόξου στην περιοχή αυτή του Ιονίου.

Οι σπουδαιότερες ρηξιγενείς ζώνες της Λευκάδας είναι οι ακόλουθες:

- ♦ Ρηξιγενής ζώνη Φρυνίου – Απολταίων. Η ζώνη αυτή απαντά στο βόρειο τμήμα της νήσου και αποτελείται



Εικ. 1 Νεοτεκτονικός χάρτης Νήσου Λευκάδας. 1: αλλούβια, 2: κορήματα, 3: μολασσοί σχηματισμοί, 4: Ιόνιος ενότητα, 5: ενότητα Παξών, 6: επώθηση, 7: εφίπλευση, 8: ρήγμα, I: νεοτεκτονική ενότητα πόλης Λευκάδας, II: νεοτεκτονική ενότητα Τσουκαλάδων - Κατούνας, III: νεοτεκτονική ενότητα Αγίου Νικητά, IV: νεοτεκτονική ενότητα Δρυμόνα, V: νεοτεκτονική ενότητα Μεγάλου Όρους - Σκάρων, VI: νεοτεκτονική ενότητα Βλυχού - Πόρου, VII: νεοτεκτονική ενότητα Σικερού - Αχράδας, VIII: νεοτεκτονική ενότητα χερσονήσου Λευκάτων, IX: νεοτεκτονική ενότητα βυθίσματος Βασιλικής.

Fig. 1 Neotectonic map of Lefkada island (1: alluvials, 2: scree, 3: molassic formations, 4: Ionian unit, 5: Paxos neotectonic unit, 6: Thrust, 7: Reverse fault, 8: fault, I: Lefkada town neotectonic unit, II: Tsoukalades-Katouna unit, III: Agios Nikitas neotectonic unit, IV: Drymona neotectonic unit, V: Megalo Oros-Skari neotectonic unit, VI: Vlychos-Poros neotectonic unit, VII: Sikeros-Achrada neotectonic unit, VIII: Lefkata peninsula neotectonic unit, IX: Vassiliki graben neotectonic unit.

τόσο από ρήγματα με οριζόντια ολίσθηση όσο και από ρήγματα με κατακόρυφη. Πρόκειται για μια επ εcheleon διάταξη ρηξιγενών επιφανειών που οριοθετούν την ευρεία τράπεζα με την πόλη της Λευκάδας προς βορρά από τον ορεινό όγκο Τσουκαλάδων – Καρυωτών προς νότο, δηλαδή τεταρτογενείς αποθέσεις (παράκτιες και αλλουβιακές) από αλπικούς και μολασσοικούς σχηματισμούς. Τα ρήγματα με διεύθυνση Α-Δ σπάνια παρουσιάζουν γραμμές τεκτονικής ολίσθησης με πλαγιοκανονικό άλμα, ενώ το ρήγμα Φρυνίου – Απολπαίων με διεύθυνση Β-Ν παρουσιάζει γραμμές προστριβής κατά κλίση.

- ♦ Ρηξιγενείς ζώνες Αγίου Νικητή – Δρυμώνα. Πρόκειται για σύστημα παράλληλων ρηγμάτων με μέση διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ, η δράση των οποίων έχει δημιουργήσει διαδοχικά τεκτονικά κέρατα και βυθίσματα στην περιοχή του κεντρο-δυτικού τμήματος της νήσου. Οι παρατηρούμενες γραμμές προστριβής πάνω στις κατοπτρικές επιφάνειες των ρηγμάτων, όπου αυτές υπάρχουν, είναι κατά κλίση. Δεύτερης τάξης ρηξιγενείς επιφάνειες που ανήκουν στην ίδια ρηξιγενή ζώνη αναπτύσσονται στην περιοχή της παραλίας «Κάθισμα», διακρίνονται δε σε δύο ομάδες: η πρώτη έχει διεύθυνση ΑΒΑ και γραμμές προστριβής κατά κλίση και η δεύτερη περιλαμβάνει κατακόρυφα ρήγματα με μέση διεύθυνση Α-Δ και οριζόντιες γραμμές τεκτονικής ολίσθησης.
- ♦ Ρηξιγενείς ζώνες Αγ. Πέτρου – Βασιλικής. Πρόκειται για σύστημα παράλληλων ρηγμάτων με διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ το οποίο αναπτύσσεται στο νοτιοδυτικό τμήμα της νήσου (περιοχή χωριών Δραγάνου – Αγ. Πέτρου – Ποντίου – Βασιλικής). Οι γραμμές τεκτονικής ολίσθησης που έχουν παρατηρηθεί πλησίον της ακτής, νότια του χωριού Ποντίου, είναι κατά κλίση.
- ♦ Ρηξιγενείς ζώνες νότιου τμήματος Λευκάδας. Πρόκειται για ρηξιγενείς επιφάνειες που δημιουργούν συστήματα ρηγμάτων διεύθυνσης είτε ΒΒΑ-ΝΝΑ, είτε ΒΒΑ-ΝΝΔ.
- ♦ Ρηξιγενής ζώνη όρους Σκάροι. Η ζώνη αυτή με διεύθυνση Α-Δ αναπτύσσεται κατά μήκος των νότιων υπορειών του όρους Σκάροι στο κεντρικό-ανατολικό τμήμα της νήσου. Οριοθετεί τον ορεινό όγκο προς βορρά από τη λεκάνη του Νυδρίου προς Νότο. Σύγχρονες αποθέσεις καλύπτουν τις γραμμές προστριβής, αλλά φαίνεται πως η κίνηση των ρηξίτεμαχών αντιστοιχεί σε πλαγιοκανονικό άλμα.

Ηλικία των ρηγμάτων

Το σύνολο των ρηξιγενών ζωνών και ρηγμάτων που περιγράφηκαν προηγουμένα, αντιστοιχεί σύμφωνα με τα χρησιμοποιούμενα γεωλογικά και μορφολογικά κριτήρια σε ενεργές δομές. Το γεγονός ότι όλα σχεδόν παρουσιάζουν εμφανές μέτωπο, όπου αναπτύσσονται κατοπτρικές επιφάνειες, καθώς και ότι τα περισσότερα από αυτά οριοθετούν πρόσφατες αποθέσεις (κορήματα, είτε αλλουβιακές προσχώσεις), αποδεικνύει πως έχουν δράσει τουλάχιστον μια φορά κατά το πρόσφατο γεωλογικό παρελθόν (Πλειο-Τεταρτογενές). Επομένως μπορεί να αντιστοιχηθεί σε αυτά μια ηλικία δημιουργίας ή δραστηριοποίησης πλειοτεταρτογενής.

4. ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΕΝΟΤΗΤΕΣ: ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΡΗΞΙΤΕΜΑΧΩΝ

Όπως προαναφέρθηκε, το δίκτυο των ρηγμάτων που δραστηριοποιούνται κατά τη διάρκεια του Πλειο-Τεταρτογενούς, έχει καθορίσει στη νήσο ένα σύνολο ανεξάρτητων μεταξύ τους ρηξίτεμαχών. Είναι δυνατό με βάση τις μεγάλες ρηξιγενείς ζώνες ή τα ρήγματα που τις οριοθετούν να διακριθούν οι ακόλουθες νεοτεκτονικές ενότητες (Εικόνα 1):

Βόρεια Λευκάδα

Διακρίνονται οι ακόλουθες νεοτεκτονικές ενότητες:

- ♦ Νεοτεκτονική ενότητα πόλης Λευκάδας. Αντιστοιχεί στο βορειότερο τμήμα της νήσου, όπου είναι χτισμένη η πόλη της Λευκάδας. Οριοθετείται προς νότο από τη μεγάλη ρηξιγενή ζώνη Φρυνίου – Απολπαίων. Πρόκειται για ένα ευρύ πλατώ, όπου έχουν αποθεθεί αλλουβιακές προσχώσεις, οι οποίες καλύπτουν ασύμφωνα τους υποκείμενους θαλάσσιους και λιμνοθαλάσσιους σχηματισμούς (ψηφίτοπαγές Ζωστήρος κατά Μπορνόβα (1964), παράκτιες αποθέσεις, κλπ.). Η περιοχή αυτή δοκιμάζεται συχνά από σεισμούς, όπως επισημαίνει και ο Μπορνόβας (1964), οι καταστροφές δε είναι πολύ σοβαρές, λόγω και του γεγονότος ότι το έδαφος θεμελίωσης των οικοδομών είναι σχετικά χαλαρό. Η περιοχή μπορεί να θεωρηθεί ως τεκτονικό βύθισμα, όπως δείχνουν οι κινήσεις κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης, λαμβάνοντας βέβαια υπόψη και τη σημαντική οριζόντια συνιστώσα μετακίνησης στα ρήγματα με διεύθυνση Α-Δ.
- ♦ Νεοτεκτονική ενότητα Τσουκαλάδων – Κατούνας. Η ενότητα αυτή αναπτύσσεται νότια της προηγούμενης, συναποτελεί δε με αυτή το βόρειο τμήμα της νήσου. Προς βορρά οριοθετείται από τη ρηξιγενή ζώνη Φρυνίου – Απολπαίων, προς νότο δε από τη ρηξιγενή ζώνη Πηγαδησάνων – Φραξίου, διεύθυνσης Α-Δ, η οποία χαρακτηρίζεται από σημαντική συνιστώσα οριζόντιας ολίσθησης (βλ. Νεοτεκτονικό χάρτη). Η κινηματική

συμπεριφορά του ρηξιτεμάχους αυτού αντιστοιχεί σε συμπεριφορά τεκτονικού κέρατος. Η έντονη κατά βάθος διάβρωση, που παρατηρείται στις χαράδρες της ευρύτερης περιοχής Τσουκαλάδων και ιδιαίτερα στο ρέμα της Γριάς Λαγκάδας (δυτικό τμήμα ρηξιτεμάχους), δείχνει ανοδικές κινήσεις. Η παρουσία της μεγάλης παραλλήλης ρηξιγενούς ζώνης, διεύθυνσης Β-Ν, η οποία και οριοθετεί προς δυσμάς την εν λόγω νεοτεκτονική ενότητα, έχει δημιουργήσει κατά μήκος της δυτικής ακτής και στο δρόμο μεταξύ των χωριών Αγ. Νικίτα και Τσουκαλάδων, μια ζώνη κατακεραματισμένων ασβεστολιθίων, που καθιστούν ασταθή τα πρανή. Ενδειξεις για τις ανοδικές κινήσεις του ίδιου ρηξιτεμάχους παρέχουν και οι θαλάσσιες ή παράκτιες λατυποκροκαλοπαγείς αποθέσεις, οι οποίες αναπτύσσονται κατά μήκος της ανατολικής ακτής και αριστερά του δρόμου μεταξύ Λυγιάς και Νικιάνας (Φραξίου). Οι αποθέσεις αυτές, ηλικίας Αν. Μειοκαινού (ΜΠΟΡΝΟΒΑΣ, 1964) ή Κατ. Πλειοκαινού (ΙΡΡ-ΙΓΕΥ, 1966) βρίσκονται μερικά μέτρα πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας.

Κεντρική Λευκάδα

Στο κεντρικό τμήμα της νήσου απαντά ένα πολυσύνθετο σύστημα ρηξιτεμαχών από τα οποία μπορούν να διακριθούν τα παρακάτω:

- ♦ Νεοτεκτονική ενότητα Αγίου Νικίτα. Πρόκειται για μικρό τεκτονικό κέρασ. Οι πρόσφατες ανοδικές κινήσεις, λόγω δράσης των περιθωριακών ρηγματών έχουν προσδώσει στη νεοτεκτονική αυτή ενότητα χαρακτηρισμό μορφολογικής εξάρσης. Προς τα ανατολικά οριοθετείται από τη μεγάλη ρηξιγενή επιφάνεια του Αγ. Νικίτα, ενώ προς δυσμάς από μια ρηξιγενή ζώνη παράλληλη προς τη σημερινή ακτή.
- ♦ Νεοτεκτονική ενότητα Δρυμώνα. Πρόκειται για το παρακείμενο του τεκτονικού κέρατος Αγ. Νικίτα τεκτονικό βύθισμα. Οριοθετείται προς τα δυτικά από τη ρηξιγενή ζώνη Αγ. Νικίτα, προς τα ανατολικά δε από τη ρηξιγενή ζώνη Δρυμώνα, διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ. Προς νότο τα όρια του ρηξιτεμάχους συμπίπτουν με τη ρηξι-♦ Νεοτεκτονική ενότητα Μεγάλου όρους – Σκάρων. Η ενότητα αυτή εκτείνεται ανατολικά της προηγούμενης. Οριοθετείται προς βορρά από τη ρηξιγενή ζώνη Πηγαδησάνων – Φραξίου προς νότο δε από τη ρηξιγενή ζώνη Σύβρου - Νυδρίου (βλ. Νεοτεκτονικό χάρτη). Στην πραγματικότητα πρόκειται για ένα πολύπλοκο σύστημα μικρότερων ρηξιτεμαχών, των οποίων οι επιμέρους σχετικές κινήσεις είναι πολύ δύσκολο να διακριθούν. Ένα πλήθος μικρότερων ρηγματών τεμαχίζει το ρηξιτέμαχος αυτό σε άλλα μικρότερων διαστάσεων. Οι επικρατούσες διευθύνσεις των ρηγματών είναι Β-Ν έως ΒΑ-ΝΔ.

Νότια Λευκάδα

Διακρίνονται οι ακόλουθες νεοτεκτονικές ενότητες:

- ♦ Νεοτεκτονική ενότητα Λαϊνακίου – Βλυχού – Πόρου. Η ενότητα αυτή αντιστοιχεί στο νοτιοανατολικό τμήμα της νήσου. Προς τα βορειοδυτικά οριοθετείται από τη ρηξιγενή ζώνη Σύβρου – Νυδρίου προς τα νοτιοανατολικά δε από τη ζώνη Σύβοτων – Σύβρου. Και σε αυτό το μεγάλο ρηξιτέμαχος μπορούν να διακριθούν επιμέρους μικρότερα ρηξιτεμάχη, όπως είναι η ορεινή μάζα Λαϊνακίου και οι χερσόνησοι Βλυχού και Πόρου, που παρουσιάζουν ιδιαίτερες μεταξύ τους σχετικές κινήσεις.
- ♦ Νεοτεκτονική ενότητα Βασιλικής. Πρόκειται για μεγάλο ρηξιτέμαχος, το οποίο περιλαμβάνει τους ορεινούς όγκους Σικερό και Αχράδα. Οριοθετείται προς τα βορειοδυτικά από τη ρηξιγενή ζώνη Βασιλικής, που αποτελεί συνέχεια εκείνης του Σύβρου-Νυδρίου και προς βορειοανατολικά από τη ρηξιγενή ζώνη Σύβοτων. Οι ρηξιγενείς επιφάνειες οι αναπτυσσόμενες μέσα στο ρηξιτέμαχος τεμαχίζουν την ενότητα αυτή σε μικρότερης τάξης νεοτεκτονικές υποενότητες, όπως είναι οι ενότητες Μαραντοχωριού – Αχράδας, Σικερού και χερσονήσου Λιψόπυργου.
- ♦ Νεοτεκτονική ενότητα χερσονήσου Λευκάτων. Αντιστοιχεί στο νοτιοδυτικό τμήμα της νήσου Λευκάδας. Καθορίζεται προς μεν τα ανατολικά από τις ρηξιγενείς ζώνες Καλαμισίου – Εξάνθειας και Μεγάλου όρους – Εγκλουβής, προς νότο δε από τη ρηξιγενή ζώνη Βασιλικής. Περιλαμβάνει άλλα μικρότερα ρηξιτεμάχη με ιδιαίτερες μεταξύ τους σχετικές κινήσεις. Ένα από τα ρηξιτεμάχη αυτά είναι το τεκτονικό βύθισμα Δραγάνου που περιορίζεται από ρήγματα διεύθυνσης ΒΒΑ-ΝΝΔ.

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ – ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ

Η ολοκλήρωση της δεύτερης και κύριας φάσης τεκτονισμού στο Αν. Μεσσήνιο – Κατ. Πλειόκαινο σηματοδοτεί την έναρξη της σύγχρονης γεωλογικής εξέλιξης της νήσου (UNDERHILL 1985, 1989).

Στην Κεφαλλονιά και στη Ζάκυνθο οι τεκτονικές δομές, λόγω συμπίεσης (επιπτεύσεις, πτυχές), σχηματίζονται στο χρονικό διάστημα Τορτόνιο – Μεσσήνιο (SOREL, 1976), ενώ στην Κέρκυρα ο σχηματισμός των δομών αυτών λαμβάνει χώρα ίσως πιο αργά, στο Κατ. Πλειόκαινο (JAMET, 1982). Ο Meulenkamp (1985)

τοποθετεί την αρχή της νεοτεκτονικής εξέλιξης της ευρύτερης περιοχής των Ιονίων νήσων στο όριο Σεραβάλιου – Τορτόνιου. Φαίνεται πως από την εποχή αυτή ένας γενικευμένος ρηγματογόνος τεκτονισμός επηρεάζει σε ολόκληρη την έκτασή της τη Λευκάδα, η δράση του δε συνεχίζεται σε όλη τη διάρκεια του Πλειο-Τεταρτογενούς (τα τελευταία 5-5.5 εκατομμύρια χρόνια). Η απουσία θαλάσσιων ιζημάτων του Πλειοκαίνου και Πλειστοκαίνου δείχνει ότι η περιοχή της νήσου κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου δεν εθλάσσευσε. Εξαιρείται το βορειότερο άκρο της νήσου, όπου θαλάσσιες φάσεις, είτε του Πλειοκαίνου, είτε του Πλειστοκαίνου είναι παρούσες.

Με βάση τα βιβλιογραφικά δεδομένα και τις παρατηρήσεις υπαίθρου είναι δυνατό να διακριθούν τα ακόλουθα κύρια στάδια εξέλιξης κατά το Πλειο-Τεταρτογενές:

- ♦ Στο Κατώτερο Πλειόκαινο (4.5-5 εκατομμύρια χρόνια πριν από σήμερα) ολοκληρώνονται οι διαδικασίες και τα φαινόμενα της εφραπτομενικής τεκτονικής με τη δημιουργία ανάλογων δομών (εφριπτεύσεων, πτυχών) κάτω από ένα καθεστώς συμπίεσης (MERCIER et al., 1987).
- ♦ Κατά τη διάρκεια του Κατώτερου Πλειόκαινου (p.p) – Κατώτερου Πλειοτόκαινου (p.p) (4.5-1 εκατομμύρια χρόνια) λαμβάνει χώρα η δημιουργία του νεοτεκτονικού ρηξιγενούς ιστού. Το δίκτυο των νεοτεκτονικών ρηγμάτων τεμαχίζει τη νήσο και δημιουργεί ένα σύστημα ρηξιτεμαχών με ανεξάρτητες επιμέρους κινήσεις, είτε ανοδικές, είτε καθοδικές. Η επίδραση του ρηγματογόνου τεκτονισμού, αν και δημιουργεί ένα μωσαϊκό από τεκτονικά κέρατα και βυθίσματα, εντούτοις τα τελευταία δεν κατακλύζονται στο σύνολό τους από τη θάλασσα, όπως συνάγεται από την απουσία θαλάσσιων φάσεων. Παρόλα αυτά η καταβύθιση τουλάχιστον ενός τμήματος της βόρειας Λευκάδας θεωρείται βέβαιη, τεκμηριώνεται δε από την παρουσία ανάλογων φάσεων (θαλάσσιων μαργών και άμμων πλειοκαινικής ηλικίας), που δείχνουν μικρό βάθος απόθεσης (παράκτιες αποθέσεις) (CUSHING, 1985). Το γενικό καθεστώς των τάσεων θα πρέπει να είναι σύνθετο, όπως δείχνουν οι κινήσεις των ρηξιτεμαχών που περιλαμβάνουν τόσο κατακόρυφη, όσο και οριζόντια συνιστώσα ολίσθησης. Οι Mercier et al. (1987) θεωρούν ότι το καθεστώς τάσεων στην ευρύτερη περιοχή μπορεί να είναι τοπικά ουδέτερο ή ενδεχόμενα αμυδρώς εφελκυστικό.
- ♦ Κατά τη διάρκεια του Κατώτερου Πλειοτόκαινου (p.p) (1 εκατομμύριο – 700.000 χρόνια) στην ευρύτερη περιοχή των Ιονίων νήσων εκδηλώνεται ένα έντονο τεκτονικό επεισόδιο συμπίεσης, που δημιουργεί και πάλι ανάστροφα ρήγματα και πτυχές (SOREL 1976, MERCIER et al. 1987, SOREL et al. 1988). Στη Λευκάδα ο Cushing (1985) τεκμηριώνει τη συμπίεση αυτή επίσης στο Κατ. Πλειοτόκαινο (Κατ. Τεταρτογενές), τη συσχετίζει δε με την εκδήλωση δεξιόστροφης οριζόντιας ολίσθησης του ρήγματος Ληξουρίου – Λευκάδας, το οποίο θεωρείται συνέχεια της ρηξιγενούς ζώνης Σπερχειού – Αμβρακικού. Η διεύθυνση της συμπίεσης έχει προσδιοριστεί ως ΔΝΔ-ΑΒΑ (SOREL 1976, MERCIER et al. 1987).
- ♦ Από το Μέσο Πλειοτόκαινο (700.000 χρόνια) μέχρι σήμερα το γενικότερο γεωδυναμικό καθεστώς στην περιοχή των Ιονίων νήσων αντιστοιχεί σε ελάττωση των συμπίεσεων που παρατηρήθηκαν κατά την προηγούμενη περίοδο, δηλαδή σε μια φάση χαλάρωσης (MERCIER et al. 1987, Sorel et al. 1988). Στη Λευκάδα οι κινήσεις των ρηξιτεμαχών κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου εξακολουθούν να είναι σύνθετες, εκφράζονται δε κυρίως με πλαγιοκανονικά άλματα ολίσθησης.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- BRITISH PETROLEUM COMPANY (BP Co Ltd) 1971. The geological results of petroleum exploration in Western Greece. *Spec. Rep. Inst. Geol. Subsurf. Res.*, Athens, No. 10, 73.
- CUSHING, E.M. 1985. Evolution structural de la marge nord-ouest Hellenique dans l' isle Levkas et ses environs (Greece nord-occidentale). *These du 3em cycle*, Universite de Paris-Sud, Centre d' Orsay.
- IGRS-IFP (1966). Etude geologique de l' Epire. *Technip.*, Paris.
- JAMET, M. 1982. Etude neotectonique de Corfou et etude paleomagnetique des sediments neogene des iles de Corfou, Cephalonie et Zante. *PhD Thesis*, Orsay, Universite de Paris-Sud, 184p.
- MERCIER, J., SOREL, D. & SIMEAKIS, K. 1987. Changes in the state of stress in the overriding plate of a subduction zone: the Aegean Arc from the Pliocene to the Present. *Ann. Tectonicae*, 1, 20-39.
- MEULENKAMP, J.A. 1985. Aspects of the Late Cenozoic Evolution of the Aegean Region. *Geol. Evol. of the Mediterran. Basin*, Springer-Verlag Ed., 307-321.
- ΜΠΟΠΝΟΒΑΣ, Ι. 1964. Η Γεωλογία της νήσου Λευκάδας. *Διδακτορική Διατριβή*. Εκδόσεις ΙΓΕΥ, Χ, (1), 142σ.
- RENZ, C. 1955. Die vorneogene stratigraphie der normalsedimentaren formationen Griechenlands. IGSR (Ed.), 637p., Athens 1955.
- SOREL, D. 1976. Etude neotectonique des isles ioniennes de Cephalonie et Zante et de l' Elide occidentale

- (Grece). *These du 3em cycle*, Universite de Paris-Sud, Centre d' Orsay.
- SOREL, D., MERCIER, J.L., KEDRAUDREN, B. & CUSHING, M. 1988. Le role de la fraction de la lithosphere subductee dans l' evolution geodynamique plio-pleistocene de l' arc egeen: mouvements verticaux alternes et variations du regime tectonique. *C. R. Ac. Sci. Paris*, 307, Serie II, 1981-86.
- UNDERHILL, J.R. 1985. Neogene and Quaternary tectonics and sedimentation in Western Greece. PhD, Thesis, Univ. Wales.
- UNDERHILL, J.R. 1989. Late Cenozoic deformation of the Hellenic foreland, Western Greece. *Geol. Soc. of America Bull.*, 101, 613-634.

ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ ΚΑΙ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ ΝΗΣΟΥ ΣΑΛΑΜΙΝΑΣ*

Η. ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ¹, Ι. ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ², Δ. ΘΕΟΧΑΡΗΣ³

ΣΥΝΟΨΗ

Οι μορφοτεκτονικές διευθύνσεις που κυριαρχούν στη Σαλαμίνα έχουν διεύθυνση Α-Δ και ΒΑ-ΝΔ, που έχουν σαν αποτέλεσμα τη δημιουργία νεοτεκτονικών βυθισμάτων και κεράτων αντίστοιχων διευθύνσεων. Η κινηματική των νεοτεκτονικών ρηξιτεμαχών έχει παίξει καθοριστικό ρόλο στις παρατηρούμενες ασυμμετρίες των υδρογραφικών δικτύων. Επειδή η Σαλαμίνα βρίσκεται σε μία περιοχή στην οποία συνυπάρχουν διευθύνσεις δομών Α-Δ (Κορινθιακός Κόλπος, τεκτονικό βύθισμα Μεγάρων, Γεράνια, Πατέρας) και ΒΑ-ΝΔ (Αιγάλεω, Υμηττός, Λεκανοπέδιο Αθηνών) παρουσιάζει μία σύνθετη νεοτεκτονική δομή.

ABSTRACT

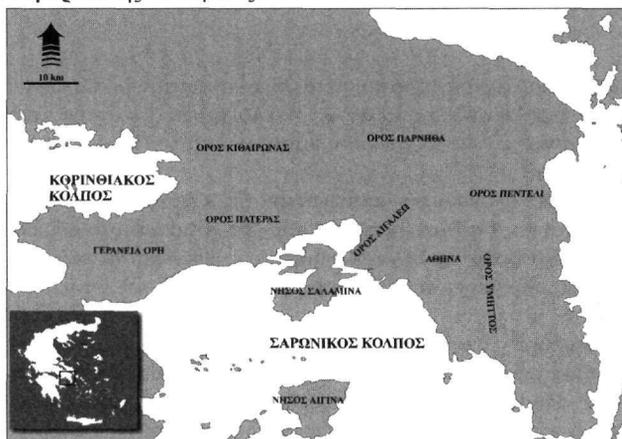
The morphotectonic structure that dominate in Salamis Island strike E-W and NE-SW, having as a result that neotectonic grabens and horsts follow these general directions. The asymmetry of the drainage network is due to the kinematic regime of the neotectonic blocks. Salamis Island is located in an area where structural trendings of E-W (Corinthian Gulf, Megara graben, Gerania Mt., Pateras Mt.) and NE-SW (Aigaleo Mt., Ymittos Mt., Athens Basin) are intersected, resulting a complicated neotectonic structure.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Νεοτεκτονική, Σαλαμίνα, Ελλάδα

KEY WORDS: Neotectonics, Salamis, Greece

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η Σαλαμίνα είναι το μεγαλύτερο νησί του Σαρωνικού Κόλπου και το πλησιέστερο στις ακτές της Αττικής (Εικ.1). Βρίσκεται στο βόρειο τμήμα του Σαρωνικού και χωρίζεται από τις ακτές της Αττικής με το Στενό της Πάχης (δυτικά) και το Στενό του Περάματος (ανατολικά). Οι δύο αυτοί δίαυλοι οριοθετούν τον Κόλπο της Ελευσίνας που εκτείνεται βόρεια της Σαλαμίνας.



Εικ. 1. Η γεωγραφική θέση της Σαλαμίνας.

Fig. 1. Location map of Salamis Island

* ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ ΚΑΙ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ ΝΗΣΟΥ ΣΑΛΑΜΙΝΑΣ (GREECE)

1. Γεωλογικό Τμήμα Παν/μιου Αθηνών, Πανεπιστημιούπολη Ζωγράφου, 15784, Αθήνα Email: mariolakos@geol.uoa.gr

2. Γεωλογικό Τμήμα Παν/μιου Αθηνών, Πανεπιστημιούπολη Ζωγράφου, 15784, Αθήνα, Email: fountoulis@geol.uoa.gr

3. Γεωλογικό Τμήμα Παν/μιου Αθηνών, Πανεπιστημιούπολη Ζωγράφου, 15784, Αθήνα, Email: dtheocharis@geol.uoa.gr

Η Σαλαμίνα έχει κινήσει το γεωλογικό ενδιαφέρον από τις αρχές του προηγούμενου αιώνα. Οι έρευνες όμως που πραγματοποιήθηκαν εστιάστηκαν κυρίως στους αλπικούς σχηματισμούς και ιδιαίτερα σε δύο χαρακτηριστικές εμφανίσεις. Στην περιμετριάδικη σειρά της νότιας Σαλαμίνας (Πέρανι, Κακή Βίγλα) (Renz 1912, Βορεάδης 1929, Τάταρης 1967, Σίδερης 1986, Τάταρης & Σίδερης 1989, κ.α.) καθώς και στη σχιστοκερατολιθική διάπλαση και ιδιαίτερα στη σχέση της με τους ιουρασικούς ασβεστόλιθους (Βορεάδης 1927, 1932, Τάταρης 1972, 1989, 1997, Τάταρης & Σίδερης 1989, κ.α.).

Παρόλο το πλήθος εργασιών που έχουν πραγματοποιηθεί και δημοσιευτεί για την αλπική γεωλογία και τεκτονική, ελάχιστα στοιχεία είναι γνωστά για την νεοτεκτονική περίοδο. Οι εργασίες που αναφέρονται στην περίοδο αυτή περιορίζονται σ' αυτές των Λειβαδίτη & Πλέσσα (1990) για τις ακτές του νησιού, των Ροντογιάννη – Τσιαμπάου & Γαλανάκη (1991) και Περισσοράτης και συν. (1991) για το χερσαίο και υποθαλάσσιο αντίστοιχα τμήμα του διαύλου Σαλαμίνας – Περάματος, ενώ θα πρέπει να αναφερθούν και οι εργασίες των Papanikolaou et al. (1988) και Παπανικολάου και συν. (1989) για τη νεοτεκτονική δομή του Σαρωνικού κόλπου.

Σκοπός της παρούσας εργασίας είναι να παρουσιαστούν τα μέχρι σήμερα στοιχεία και η ερμηνεία τους για τη νεοτεκτονική δομή της Σαλαμίνας.

Ο εντοπισμός, η χαρτογράφηση και η μελέτη των ρηξιγενών ζωνών και των ρηγμάτων στηρίχθηκε:

- Στη μελέτη των αεροφωτογραφιών της περιοχής (κλίμακας 1:33.000 περίπου) καθώς και στην ανάγνωση δορυφορικών εικόνων οι οποίες μας βοηθούν να καθορίσουμε μεγάλης κλίμακας δομές.
- Στη μελέτη στο ύπαιθρο των επιφανειών των ρηγμάτων, όπου ήταν δυνατό, και στην παρατήρηση και μέτρηση κινηματικών δεικτών και κάθε άλλου στοιχείου που θα μας βοηθούσε στην ολοκλήρωση της τεκτονικής ανάλυσης.
- Στη μελέτη των μορφολογικών στοιχείων, όπου μελετήθηκαν μορφολογικές ασυνέχειες, η κατανομή και η μορφή των επιφανειών επιπέδωσης, ανωμαλίες του υδρογραφικού δικτύου με τη χρήση του Παράγοντα Ασυμμετρίας AF (Hare & Gardner 1985, Φουντούλης & Μπακοπούλου 1999) και του παράγοντα Εγκάρσιας Τοπογραφικής Συμμετρίας T (Cox 1994, Φουντούλης & Μπακοπούλου 1999), η κατανομή χαρακτηριστικών τεκτονοϊζηματογενών δομών κλπ, σε συνδυασμό με τεκτονικές παρατηρήσεις και γεωλογικά δεδομένα (Θεοχάρης 2001).
- Στη μελέτη στοιχείων από γεωφυσικές διασκοπήσεις και ερευνητικές γεωτρήσεις (Περισσοράτης & συν 1991).
- Στην αξιολόγηση των στοιχείων που προέκυψαν από τους ήδη υπάρχοντες γεωλογικούς χάρτες κλίμακας 1:50.000 του ΙΓΜΕ (Γαϊτανάκης 1982, Γαϊτανάκης & συν. 1984, Δούνας 1971, Κατσικάτσος & συν. 1986), τον υποθαλάσσιο νεοτεκτονικό χάρτη του Σαρωνικού κόλπου κλίμακας 1:100.000 (Παπανικολάου & συν. 1989) καθώς και των βιβλιογραφικών δεδομένων.

2. ΓΕΩΛΟΓΙΑ

Στη Σαλαμίνα απαντώνται τόσο αλπικοί όσο και μεταλπικοί σχηματισμοί. Οι αλπικοί σχηματισμοί ανήκουν στις γεωτεκτονικές ενότητες της Ανατολικής Ελλάδας, για το χρονικό διάστημα από το Κενομάνιο έως το Ηώκαινο, και της «Υποπελαγονικής» για το χρονικό διάστημα από το Πέρμιο – Τριαδικό έως το Κατώτερο Κρητιδικό (Παπανικολάου 1986).

Στο νησί εμφανίζεται όλη η ακολουθία των πετρωμάτων της «Υποπελαγονικής» ενότητας. Παρατηρείται μία χαρακτηριστική διαφοροποίηση της αλπικής γεωλογίας στο νότιο και στο βόρειο τμήμα του νησιού κατά μήκος της γραμμής Αιάντειο – Κακή Βίγλα. Στο νότιο τμήμα εμφανίζονται τα παλιότερα πετρώματα, έως τους ανωτριάδικους ασβεστόλιθους, ενώ βορειότερα μόνο οι ανωτριάδικοι ασβεστόλιθοι και τα νεότερα ιζήματα (Τάταρης & Σίδερης 1989).

Οι σχηματισμοί της Ανατολικής Ελλάδας εμφανίζονται μόνο στο βόρειο τμήμα του νησιού με κυριότερη εμφάνιση αυτή της περιοχής μεταξύ όρμου Παλουκίων και όρμου Σαλαμίνας (Γαϊτανάκης 1982, Γαϊτανάκης & συν. 1984). Από τη Σαλαμίνα απουσιάζει ο φλύσχης της ενότητας.

Τα μεταλπικά ιζήματα είναι τόσο θαλάσσιας φάσης όσο και χερσαίας (Γαϊτανάκης 1982, Γαϊτανάκης & συν. 1984). Τα παλαιότερα θαλάσσια ιζήματα είναι Άνω Μειοκαινικής ηλικίας και απαντώνται μόνο στο ανατολικό άκρο της χερσονήσου Κυνόσουρα. Τα νεότερα θαλάσσια Πλειοκαινικής ηλικίας ιζήματα απαντώνται σε τέσσερις θέσεις. Οι τρεις από αυτές βρίσκονται ανατολικά από τον κύριο σημερινό υδροκρήτη του νησιού διεύθυνσης ΒΒΑ-ΝΝΔ, ο οποίος χωρίζει το νησί σε δύο τμήματα. Η τέταρτη θέση (Πέραμα Φανερωμένης) πρέπει να σχετίζεται με τα ιζήματα και τις συνθήκες απόθεσης της λεκάνης των Μεγάρων. Τα θαλάσσια Πλειοκαινικά ιζήματα αποτελούνται κυρίως από μαργαίτους ασβεστόλιθους, μάργες, ψαμμίτες και κροκαλοπαγή θαλάσσιας ή παράκτιας φάσης.

Τα χερσαία μεταλλικά ιζημάτα ξεκινούν στο όριο Ανωτέρου Πλειόκαινου – Πλειστόκαινου, περίοδο κατά την οποία φαίνεται ότι μεταπίπτουν σε χέρσο οι περισσότερες περιοχές. Πρόκειται για χερσαία κροκαλοπαγή μονόμικτα ή πολύμικτα, για παλαιά και σύγχρονα πλευρικά κορημάτα και κώνους κορημάτων, αλλουβιακές αποθέσεις και beach rocks σε ορισμένες θέσεις (Εικ 2). Τα ιζημάτα αυτά καλύπτουν κυρίως το κεντρικό και βόρειο τμήμα του νησιού, ενώ είναι χαρακτηριστική η μικρή τους παρουσία στο νότιο τμήμα του.

3. ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ

Η νεοτεκτονική δομή της Σαλαμίνας χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη τεκτονικών κεράτων και βυθισμάτων 1^{ης} τάξης με διεύθυνση κυρίως Α-Δ, οι οποίες οριοθετούνται από ρηξιγενείς ζώνες. Η κάθε μία από αυτές τις δομές παρουσιάζει και διαφορετική κινηματική εξέλιξη. Πρέπει να σημειωθεί ότι οι δομές αυτές είναι 1^{ης} τάξης σχετικά με το μέγεθος τους και μόνο για τη στενή περιοχή μελέτης και ο προσδιορισμός του μεγέθους της δομής τους δεν ανταποκρίνεται στη σχέση τους με τις δομές της ευρύτερης περιοχής.

Οι διευθύνσεις των περιθωριακών ρηξιγενών ζωνών είναι Α-Δ κυρίως αλλά και ΒΑ-ΝΔ που φαίνεται να είναι η νεότερη διεύθυνση όπως έχει διαπιστωθεί στους υποθαλάσσιους χώρους του Σαρανικού κόλπου (Παπανικολάου & συν. 1989) και του δίαυλου Σαλαμίνας – Περάματος (Περισσοράτης & συν. 1991).

Οι νεοτεκτονικές μακροδομές της νήσου Σαλαμίνας είναι οι εξής (Εικ. 2):

1. Μορφοτεκτονική δομή Βόρειας Σαλαμίνας
2. Βύθισμα Αμπελακίων – Σαλαμίνας
3. Κέρας Μαυροβουνίου – Βίγλας - Κυνόσουρας
4. Βύθισμα Αιαντείου – Κακής Βίγλας
5. Κέρας Ακάμαντα
6. Βύθισμα Κόλπου Σαλαμίνας

Ένα ακόμα χαρακτηριστικό είναι η παρουσία δομών μικρότερης τάξης στο εσωτερικό ή στα περιθώρια των μεγάλων δομών. Οι δομές αυτές μπορεί να έχουν διαφορετική διάταξη και να αναπτύσσονται εγκάρσια ή παράλληλα σ' αυτές.

Ο διαχωρισμός των νεοτεκτονικών δομών πραγματοποιήθηκε με βάση κυρίως γεωλογικά στοιχεία αλλά και την μορφοτεκτονική ανάλυση των γεωμορφών.

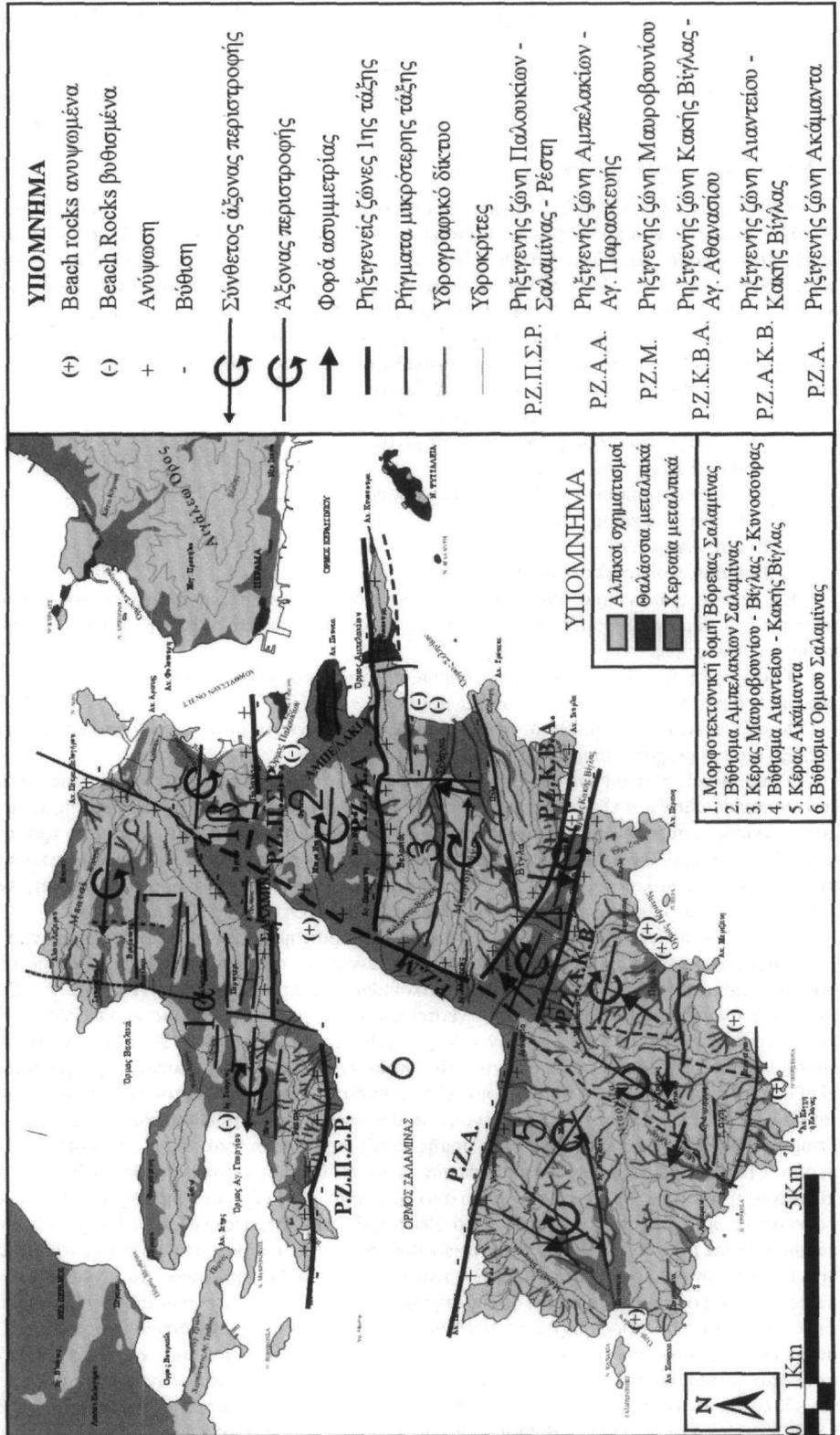
Οι ρηξιγενείς δομές οριοθετούνται από ρηξιγενείς ζώνες το μέγεθος των οποίων και η σημασία τους στην εξέλιξη μιας περιοχής καθορίζει την τάξη της δομής.

Ο εντοπισμός των ρηξιγενών ζωνών και των ρηγματών δεν είναι πάντα εύκολος, ιδιαίτερα εκείνων των ζωνών που έπαιξαν και εξακολουθούν να παίζουν καθοριστικό ρόλο στην εξέλιξη της περιοχής. Παρατηρήθηκαν ορισμένες επιφάνειες οι οποίες διατηρούν ίχνη κινηματικών δεικτών (γραμμές προσριβής, αυλακώσεις, κλπ). Αν και δε βρέθηκαν επιφάνειες με ίχνη πολλαπλής δραστηριότητας, το κινηματικό πρότυπο που προκύπτει δείχνει στις παλαιότερες επιφάνειες σημαντική οριζόντια συνιστώσα μετατόπισης ενώ στις νεότερες η μετατόπιση είναι όρθο-κανονική έως όρθο-κατακόρυφη (Θεοχάρης 2001).

Ακολούθως περιγράφονται τα μορφοτεκτονικά χαρακτηριστικά της κάθε νεοτεκτονικής μακροδομής.

Η μορφοτεκτονική δομή Βόρειας Σαλαμίνας είναι μία σύνθετη νεοτεκτονική δομή η οποία οριοθετείται στο νότιο τμήμα της από τη ρηξιγενή ζώνη Παλουκίων – Σαλαμίνας – Ρέστη (Ρ.Ζ.Π.Σ.Ρ.). Στο εσωτερικό αυτής της δομής αναπτύσσονται δύο 2^{ης} τάξης νεοτεκτονικές δομές, το τεκτονικό κέρας Ρέστη – Μπατσιό (1α Εικ. 2) και το τεκτονικό βύθισμα Παλουκίων – Λέρου (1β Εικ. 2). Στις δομές 2^{ης} τάξης αναπτύσσονται ένα σύνολο δομών μικρότερης τάξης που οφείλονται στον κατακερματισμό της περιοχής σε μικρότερα ρηξιτεμάχια από το πλήθος των ρηγμάτων που τη διασχίζουν. Η παρουσία στο δυτικό άκρο του τεκτονικού κέρατος Ρέστη – Μπατσιό ιζημάτων της ανωκρητιδικής επίκλυσης, καθώς και η ύπαρξη βυθισμένων beach rock στον όρμο του Αγ. Γεωργίου δείχνει μία περιστροφή της δομής αυτής προς τα δυτικά γύρω από οριζόντιο άξονα διεύθυνσης περίπου Β-Ν. Η μείωση των υψομέτρων των επιφανειών επιπέδωσης, στο λόφο Μπατσιό, δείχνει επίσης μία περιστροφή της περιοχής προς νότο γύρω από οριζόντιο άξονα διεύθυνσης περίπου Α-Δ. Η αντίστροφη κίνηση φαίνεται να πραγματοποιείται στον λόφο Ρέστης, δηλαδή περιστροφή προς βορρά. Οι κινήσεις αυτές πραγματοποιούνται μέσω διαδοχικών τεκτονικών βυθισμάτων και κεράτων μικρότερης τάξης. Στο τεκτονικό βύθισμα Παλουκίων – Λέρου η κατανομή των επιφανειών επιπέδωσης καθώς και η γεωλογική δομή της περιοχής με τις μεγαλύτερες εμφανίσεις της διάπλασης και των οφιολιθικών πετρωμάτων να βρίσκονται στο νότιο τμήμα της δείχνει μία περιστροφή προς τα ΝΝΔ γύρω από οριζόντιο άξονα διεύθυνσης περίπου ΒΔ-ΝΑ. Η κίνηση αυτή δεν είναι τόσο έντονη στο νότιο ανατολικό άκρο της δομής όπου εμφανίζεται ο λόφος Βροκκή καθώς και στο νότιο δυτικό άκρο όπου εμφανίζεται ο λόφος Προφ. Ηλίας οι οποίοι ανυψώνονται από τη δράση της ρηξιγενούς ζώνης Παλουκίων – Σαλαμίνας – Ρέστη. Η κίνηση αυτή δικαιολογεί την ύπαρξη της βυθιζόμενης περιοχής Βρεττό, το οποίο είναι ένα βύθισμα ενεργό. Ο χώρος αυτός είναι χώρος διασαύρωσης μεγάλων ρηξιγενών

Εικ. 2. Οι νεοτεκτονικές δομές της νήσου Σαλαμίνας με τα κύρια περιθωριακά ρήγματα – ρηξίνεες ζώνες καθώς και ορισμένα από τα κυριότερα ρήγματα μικρότερης τάξης. Στο χάρτη είναι σημειωμένη η κινήσιμη ή κινήσιμη κινήσιμη των μικροδομών, καθώς και τα σημαντικότερα μορφοτεκτονικά χαρακτηριστικά.
 Fig. 2.. The neotectonic structures of Salamis Island and the main marginal faults – fault zones, as well as some of the significant smaller faults. On the map can be seen the kinematics of the macro-structures, together with the most important morphotectonic features.



ζωνών, τόσο διεύθυνσης Α-Δ όσο και ΒΑ-ΝΔ. Τα ρήγματα διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ λειτουργούν σαν ψαλιδωτά ρήγματα.

Ενδιαφέρον παρουσιάζει η διάταξη τεκτονικών κεράτων και τεκτονικών βυθισμάτων που αναπτύσσονται στο νότιο και στο δυτικό περιθώριο της δομής και μετατοπίζονται από ρήγματα διεύθυνσης περίπου Β-Ν δημιουργώντας χαρακτηριστική κλιμακωτή διάταξη.

Το **τεκτονικό βύθισμα Αμπελακίων – Σαλαμίνας** είναι το κύριο βύθισμα 1^{ης} τάξης της περιοχής. Οριοθετείται προς βορρά από τη ρηξιγενή ζώνη Παλουκίων – Σαλαμίνας (Ρ.Ζ.Π.Σ.Ρ.), η οποία στην περιοχή Βρεττό δεν είναι ορατή, και προς νότο από την ρηξιγενή ζώνη Αμπελακίων – Αγ. Παρασκευής (Ρ.Ζ.Α.Α). Προς τα ανατολικά διαχωρίζεται από την προέκταση της ρηξιγενούς ζώνης Μαυροβουνίου κατά μήκος της λοφοσειράς της περιοχής Κατάστημα. Η παρουσία των ανυψωμένων beach rock στο δυτικό άκρο στην ακτή του όρους της Σαλαμίνας, καθώς και των βυθισμένων στα Παλούκια, η παρουσία των βυθισμένων αρχαιοτήτων στην ακτή των Αμπελακίων, ο κύριος υδροκρήτης του βυθίσματος που βρίσκεται πιο κοντά στη δυτική ακτή, η θέση των θαλάσσιων Πλειοκαινικών ιζημάτων, δείχνουν μία περιστροφή της δομής προς τα ανατολικά γύρω από οριζόντιο άξονα διεύθυνσης περίπου Β-Ν.

Το **τεκτονικό κέρασ Μαυροβουνίου – Βίγλας - Κυνόσουρας** βρίσκεται στο κεντρικό τμήμα του νησιού και έχει γενικά διεύθυνση Α-Δ. Οριοθετείται προς βορρά από την ρηξιγενή ζώνη Αμπελακίων – Αγ. Παρασκευής (Ρ.Ζ.Α.Α.), προς νότο από την ρηξιγενή ζώνη Κακής Βίγλας – Αγ. Αθανασίου (Ρ.Ζ.Κ.Β.Α.) και προς τα δυτικά από τη ρηξιγενή ζώνη Μαυροβουνίου (Ρ.Ζ.Μ.). Η παρουσία των μεγαλύτερων υψομέτρων του ανάγλυφου στο δυτικό και στο νότιο τμήμα της δομής, η μείωση των υψομέτρων των επιφανειών επιπέδωσης προς τα ανατολικά, τα μήκη των κλάδων που ρέουν προς τα ανατολικά και προς τα δυτικά καθώς και η έκταση που καταλαμβάνουν τα υδρογραφικά δίκτυα, η ασυμμετρία του υδρογραφικού δικτύου των Σεληνίων, τα βυθισμένα beach rocks των Σεληνίων, η παρουσία των θαλάσσιων Πλειοκαινικών ιζημάτων στη Βίγλα στα 260 m καθώς και η αλπική γεωλογική δομή δείχνουν μία σύνθετη περιστροφή της δομής τόσο προς τα ανατολικά γύρω από οριζόντιο άξονα διεύθυνσης περίπου Β-Ν όσο και προς βορρά γύρω από οριζόντιο άξονα διεύθυνσης περίπου Α-Δ.

Το **τεκτονικό βύθισμα Αιαντείου – Κακής Βίγλας** είναι η μικρότερη σε μέγεθος δομή 1^{ης} τάξης του νησιού. Αναπτύσσεται ανάμεσα στο τεκτονικό κέρασ του Μαυροβουνίου – Βίγλας - Κυνόσουρας και στο τεκτονικό κέρασ του Ακάμαντα. Προς βορρά οριοθετείται από την ρηξιγενή ζώνη Κακής Βίγλας – Αγ. Αθανασίου (Ρ.Ζ.Κ.Β.Α.) και προς νότο από την ρηξιγενή ζώνη Αιαντείου – Κακής Βίγλας (Ρ.Ζ.Α.Κ.Β.). Προς τα δυτικά οριοθετείται από την προέκταση της ρηξιγενούς ζώνης Μαυροβουνίου (Ρ.Ζ.Μ.). Η δομή αυτή φαίνεται ότι πραγματοποιεί μία πολυσύνθετη κίνηση. Η παρουσία των ανυψωμένων beach rocks στην βόρεια ακτή της Κακής Βίγλας, η ύπαρξη των κώνων κορημάτων στο δυτικό τμήμα της δομής και στα δύο περιθώρια, η παρουσία κατά βάθος διάβρωσης στο νότιο δυτικό τμήμα της, η αλπική γεωλογική δομή των περιθωρίων και οι δείκτες ασυμμετρίας (Εικ. 2) των δύο υδρογραφικών δικτύων της δομής δείχνουν περιστροφή προς νότο, γύρω από οριζόντιο άξονα διεύθυνσης Α-Δ, στο ανατολικό άκρο και περιστροφή προς τα βόρεια - βόρειοανατολικά, γύρω από οριζόντιο άξονα διεύθυνσης περίπου ΔΒΔ-ΑΝΑ, στο δυτικό άκρο.

Το **τεκτονικό κέρασ του Ακάμαντα** είναι το κύριο τεκτονικό κέρασ του νησιού. Οριοθετείται προς βορρά από την ρηξιγενή ζώνη Ακάμαντα (Ρ.Ζ.Α.), που το διαχωρίζει από το τεκτονικό βύθισμα του Όρους Σαλαμίνας, καθώς και από την συνέχεια αυτής της ρηξιγενούς ζώνης που είναι η ρηξιγενής ζώνη Αιαντείου – Κακής Βίγλας (Ρ.Ζ.Α.Κ.Β.) που το οριοθετεί από το τεκτονικό βύθισμα Αιαντείου – Κακής Βίγλας. Η ρηξιγενής ζώνη Ακάμαντα και η προέκτασή της είναι η σημαντικότερη από τις ρηξιγενείς ζώνες που διασχίζουν το νησί αφού το χωρίζει σε δύο επαρχίες από την άποψη των γεωλογικών σχηματισμών που εμφανίζονται. Η γενική διεύθυνση της δομής είναι Α-Δ. Όπως και στις άλλες δομές 1^{ης} τάξης του νησιού παρατηρούνται αρκετές μικρότερης τάξης δομές όπως τα ρηξιτεμάχη Πέρανι, Κόχης, Ντάρνιζας, Μάλιζας κλπ. Το κάθε ένα από αυτά τα ρηξιτεμάχη έχει τη δική του κινηματική. Ο κύριος όγκος του Ακάμαντα, όπως προκύπτει από την κατανομή των επιφανειών επιπέδωσης (Θεοχάρης 2001) καθώς και τη διεύθυνση του υδρογραφικού δικτύου στρέφεται προς νότο γύρω από άξονα διεύθυνσης Α-Δ. Επιμέρους τμήματά του όμως πραγματοποιούν και άλλες κινήσεις όπως το τεκτονικό κέρασ της Ντάρνιζας που περιστρέφεται και προς τα δυτικά γύρω από άξονα διεύθυνσης Β-Ν όπως προκύπτει από την ασυμμετρία των δύο υδρογραφικών δικτύων που τη διασχίζουν. Αντίθετα το ρηξιτέμαχος της Πέρανι στρέφεται προς τα ΒΒΑ όπως προκύπτει τόσο από τη μορφή και την ασυμμετρία του υδρογραφικού δικτύου καθώς και από την ύπαρξη των ανυψωμένων beach rock. Σημαντική είναι η απουσία των θαλάσσιων μεταλπικών ιζημάτων καθώς και η μικρή εμφάνιση συνολικά των μεταλπικών ιζημάτων.

Η ρηξιγενής ζώνη του Ακάμαντα είναι το δεύτερο τμήμα της ρηξιγενούς ζώνης της Κακιάς Σκάλας που διασχίζει το νησί. Η διαφορά όμως με τη ρηξιγενή ζώνη Παλουκίων – Σαλαμίνας – Ρέστη είναι ότι εδώ ανυψώνεται το νότιο τμήμα του ρηξιτεμάχους σε αντίθεση με την περιοχή της Κακιάς Σκάλας καθώς και την βόρεια προέκτασή της στη Σαλαμίνα, την ρηξιγενή ζώνη Παλουκίων – Σαλαμίνας – Ρέστη, που ανυψώνεται το βόρειο

ρηξιτέμαχος. Περίπτωση scissor fault.

Το **τεκτονικό βύθισμα του Όρμου της Σαλαμίνας** είναι το σύγχρονο βύθισμα του νησιού. Το δυτικό του τμήμα έχει γενική διεύθυνση Α-Δ, ενώ το ανατολικό του ΒΒΑ-ΝΝΔ. Οριοθετείται προς βορρά από την ρηξιγενή ζώνη Παλουκίων – Σαλαμίνας – Ρέσθη, προς νότο από τη ρηξιγενή ζώνη Ακάμαντα και προς τα ανατολικά από τη ρηξιγενή ζώνη Μαυροβουνίου. Από την κατανομή των βαθών φαίνεται η δομή να περιστρέφεται προς βορρά γύρω από άξονα διεύθυνσης Α-Δ.

Η **ρηξιγενής ζώνη Μαυροβουνίου (Εικ. 3)** οριοθετεί το τεκτονικό κέρασ Μαυροβουνίου από το βύθισμα του όρμου της Σαλαμίνας και έχει γενική διεύθυνση Β-Ν. Αυτό είναι το τμήμα της ρηξιγενούς ζώνης που πολύ εμφανώς οριοθετεί μια δομή 1^{ης} τάξης. Τόσο όμως από γεωλογικά στοιχεία, όσο και από την μελέτη αεροφωτογραφιών και δορυφορικών εικόνων, καθώς και από τη μορφοτεκτονική ανάλυση φαίνεται ότι η ρηξιγενής ζώνη προεκτείνεται τόσο προς βορρά όσο και προς νότο.

Η προς βορρά προέκταση της οριοθετεί το βύθισμα Αμπελακίων – Σαλαμίνας από το βύθισμα του όρμου της Σαλαμίνας κατά μήκος της λοφοσειράς της περιοχής Κατάστημα, χάνεται στην περιοχή Βρεττό και στη συνέχεια εμφανίζεται να διαχωρίζει τον λόφο Μπατσι από τον λόφο Αράτης, που αποτελούν δομές μικρότερης τάξης της μορφοτεκτονικής δομής Ρέσθη – Μπατσι. Από τις δομές 1^{ης} τάξης στις δομές μικρότερης τάξης παρατηρείται αλλαγή του κινηματικού χαρακτήρα της ρηξιγενούς ζώνης. Έτσι ενώ στις δομές 1^{ης} τάξης ανυψώνεται το ανατολικό τέμαχος, βορειότερα, στις δομές μικρότερης τάξης, ανυψώνεται το δυτικό τέμαχος. Η ρηξιγενής ζώνη δηλαδή φαίνεται να λειτουργεί σαν ψαλιδωτό ρήγμα (scissor fault).

Προς το νότο η ρηξιγενής ζώνη οριοθετεί το τεκτονικό βύθισμα Αιαντείου – Κακής Βίγλας από το τεκτονικό βύθισμα του όρμου της Σαλαμίνας και διασχίζοντας τον λόφο Ντάρνιζα καταλήγει στο Σατιρλή. Και σ' αυτό το τμήμα παρατηρείται από την διασταύρωση της ρηξιγενούς ζώνης Μαυροβουνίου με την ρηξιγενή ζώνη Ακάμαντα και προς το νότο διαφορετική κινηματική συμπεριφορά επίσης σε δομές μικρότερης τάξης.

Στις ζώνες διασταύρωσης των ρηξιγενών ζωνών παρατηρείται κατακερματισμός των πετρωμάτων.

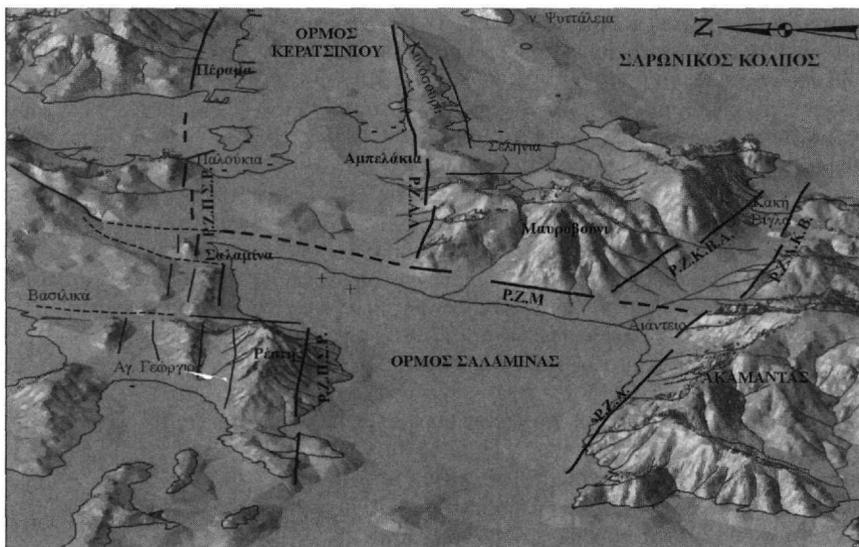
4. ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ

Με βάση τα προηγούμενα γίνεται προσπάθεια να περιγραφεί η νεοτεκτονική εξέλιξη της Σαλαμίνας. Τα αλικά πετρώματα της Σαλαμίνας έχουν υποστεί την κύρια αλκική παραμορφωτική φάση στο διάστημα Α. Ηώκαινο – Ολιγόκαινο (Παπανικολάου 1986). Στο Κ. Μειόκαινο η περιοχή βρισκόταν στην τότε οπισθοθάφρο. Τα παλαιότερα μεταλλικά ιζηματα που συναντάμε είναι Ανω Μειοκαινικής ηλικίας στη χερσόνησο της Κυνόσουρας. Σ' αυτό το διάστημα (Α. Μειόκαινο) πρέπει να άρχισε η λειτουργία των ρηξιγενών ζωνών του Ακάμαντα και Παλουκίων – Σαλαμίνας – Ρέσθη με τη δημιουργία τριών κύριων δομών. Δύο τεκτονικά κέρατα στη βόρεια και τη νότια Σαλαμίνα και ένα βύθισμα ανάμεσά τους (Εικ. 4).

Η δομή στη νότια Σαλαμίνα που σήμερα αντιπροσωπεύει το τεκτονικό κέρασ του Ακάμαντα πρέπει να είναι η πρώτη που χέρσευσε στο Αν. Μειόκαινο ή στο Πλειόκαινο. Η άποψη αυτή επιβεβαιώνεται από την απουσία των θαλάσσιων μεταλλικών ιζημάτων (χωρίς να αποκλείεται η πιθανότητα να διαβρώθηκαν), την έκταση που καταλαμβάνουν οι επιφάνειες επιπέδωσης, την αναπτυγμένη μορφή υδρογραφικού δικτύου καθώς και από την απουσία εκτεταμένων χερσαίων αποθέσεων. Η εικόνα της περιοχής είναι εκείνη περιοχής που βρίσκεται υπό καθεστώς διάβρωσης για μεγάλο χρονικό διάστημα.

Η δομή στη βόρεια Σαλαμίνα πρέπει να χέρσευσε αργότερα. Κατά το Πλειόκαινο τμήματά της όπως στο δυτικό άκρο όπου εμφανίζεται ο σχηματισμός Περάματος - Φανερωμένης καθώς και στο ανατολικό άκρο δυτικά του λόφου Βροκκή, όπου συναντάμε υπολείμματα θαλάσσιων ιζημάτων κάτω από χερσαίες αποθέσεις, πρέπει να συνέχιζαν να είναι θαλάσσιες ή παράκτιες ή λιμνοθαλάσσιες λεκάνες. Σημαντικά τμήματα όμως της δομής πρέπει να είχαν χερσεύσει όπως φαίνεται από τα χερσαία πλειοκαινικά ιζηματα που έχουν αποθεθεί στη μορφοτεκτονική δομή της Βόρειας Σαλαμίνας.

Η ενδιάμεση δομή παρουσιάζει την πιο σύνθετη εξέλιξη. Το ανατολικό τμήμα της δομής πρέπει να αποτελούσε τμήμα θαλάσσιας λεκάνης κατά τη διάρκεια του Πλειοκαίνου, διάστημα κατά το οποίο αρχίζει η δράση των ρηξιγενών ζωνών Μαυροβουνίου, Αμπελακίων – Αγ. Παρασκευής και Κακής Βίγλας – Αγ. Αθανασίου που είχε σαν αποτέλεσμα τον κερματισμό της δομής με τη δημιουργία των επιμέρους σημερινών δομών 1^{ης} τάξης, όπως του βυθίσματος Αμπελακίων – Σαλαμίνας, του τεκτονικού κέρατος Μαυροβουνίου – Βίγλας - Κυνόσουρας, του βυθίσματος Αιαντείου – Κακής Βίγλας και του βυθίσματος του όρμου της Σαλαμίνας. Η περιστροφή προς τα ανατολικά των μακροδομών πρέπει να εξελίσσεται από αυτό το χρονικό διάστημα με αποτέλεσμα την χέρσευση καταρχήν των δυτικών περιοχών. Αυτό αποδεικνύεται από την ύπαρξη των πλειοκαινικής ηλικίας κορημάτων κυρίως στο δυτικό τμήμα καθώς και από τα θαλάσσια ιζηματα της Βίγλας τα οποία είναι μάλλον παράκτιας ή λιμνοθαλάσσιας φάσης.



Εικ. 3. Ψηφιακό μοντέλο εδάφους τμήματος της Σαλαμίνας από τα δυτικά. Διακρίνονται τόσο η ρηξιγενής ζώνη Μυρροβουνίου (P.Z.M.) με τις προεκτάσεις της τόσο προς βορρά όσο και προς νότο. Επίσης διακρίνεται η διάταξη Α-Δ των γεωμορφών καθώς και η en echelon διάταξη της ρηξιγενούς ζώνης Παλουκίων - Σαλαμίνας - Ρέστη (P.Z.Π.Σ.Π.).

Fig. 3. Digital Terrain Model (DTM) of Salamis island, view from west. There can be seen the Mavrovouni fault zone (P.Z.M.) and its extensions towards the north and the south. Also the arrangement of the geomorphic structures is featured, as well as the en echelon arrangement of the Paloukia - Salamis - Resti fault zone (P.Z.Π.Σ.Π.).

Στην Εικ. 4 παρουσιάζεται σχηματικά σε τομή η εξέλιξη των μακροδομών σε διεύθυνση Β-Ν. Μετά το Πλειόκαινο η περιοχή χερσεύει συνολικά, για να υποστεί την εξέλιξη κατά το Τεταρτογενές με τις επιπτώσεις της αυξομειώσεως των παγετώνων σε παγκόσμια κλίμακα και τα γεωδυναμικά φαινόμενα που τους ακολούθησαν, δηλαδή τις μεταβολές της στάθμης της θάλασσας που είχε σαν αποτέλεσμα την επανειλημμένη χέρσευση και θαλάσσωση μεγάλων περιοχών, τη δημιουργία λιμνών μέχρις ότου λάβει τη σημερινή της μορφή που έχει συμβεί μόλις τα τελευταία 5.000 χρόνια περίπου από τότε δηλαδή που η στάθμη της θάλασσας παραμένει περίπου στο ίδιο επίπεδο.

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Από το σύνολο των παρατηρήσεων που προέκυψαν κατά την διάρκεια της εργασίας υπαίθρου, καθώς και από τα δεδομένα εργασιών, σχετικά με το είδος της νεοτεκτονικής παραμόρφωσης του ελληνικού χώρου (Theodoropoulos 1968, Freyberg 1973, Μαριολάκος 1975, Mariolakos et al. 1982, Mariolakos & Papanikolaou 1982, Μαριολάκος & Στείρος 1986, Mariolakos & Stiros 1987, Μαριολάκος & Παπανικολάου 1987, Παπανικολάου & Λόζιος 1990, Φουντούλης 1994, Mariolakos & Fountoulis 2000, Mariolakos et al. 2000) τα συμπεράσματα για τη νεοτεκτονική δομή της νήσου Σαλαμίνας είναι δυνατόν να συνοψιστούν ως εξής:

- Η νήσος Σαλαμίνα δομείται από έξι νεοτεκτονικές δομές 1^{ης} τάξης. Οι δομές αυτές διαχωρίζονται από ρηξιγενείς ζώνες διεύθυνσης κυρίως Α-Δ αλλά και ΒΑ-ΝΔ.
- Η γενική διεύθυνση των μακροδομών είναι περίπου Α-Δ.
- Στο εσωτερικό αυτών των δομών παρατηρούνται μικρότερα τεκτονικά βυθίσματα και κέρατα, νεοτεκτονικές δομές μικρότερης τάξης, υποπαράλληλα ή και σε ορισμένες περιπτώσεις εγκάρσια με τις μεγάλες δομές.
- Οι μικρότερες δομές διαχωρίζονται μεταξύ τους από περιθωριακές ρηξιγενείς ζώνες. Σε ορισμένες από αυτές βρέθηκαν στοιχεία πρόσφατης δραστηριότητας.
- Το κινηματικό πρότυπο που προκύπτει από κινηματικούς δείκτες (γραμμές προστριβής, αυλακώσεις κλπ) δείχνει στις παλαιότερες επιφάνειες σημαντική οριζόντια συνιστώσα μετατόπισης ενώ στις νεότερες η μετατόπιση είναι όρθο-κανονική έως όρθο-κατακόρυφη.

- Τα περισσότερα ρήγματα που κόβουν τους μεταλλικούς σχηματισμούς είναι κανονικά, διεύθυνσης περίπου B-N, ενώ τα σημαντικά ρήγματα που οριοθετούν τα περιθώρια των λεκανών μέσα στις οποίες έχουν αποτεθεί είναι διεύθυνσης A-Δ.
- Παρατηρείται διαφοροποίηση του κατακόρυφου άλματος κατά μήκος ορισμένων περιθωριακών ζωνών, καθώς και διαφορετική κινηματική των ρηξιτεμαχών που διαχωρίζουν δείχνοντας ότι λειτουργούν σαν ψαλιδωτά ρήγματα (scissor faults).
- Τα ρήγματα που αποτελούν ορισμένες περιθωριακές ρηξιγενείς ζώνες παρουσιάζουν κλιμακωτή διάταξη (en echelon). Η ρηξιγενής ζώνη Παλουκίων –Σαλαμίνας – Ρέσθη είναι η πιο χαρακτηριστική από αυτές δείχνοντας να είναι αποτέλεσμα δεξιόστροφης διάτμησης.
- Παρατηρούνται συστηματικές περιστροφές ορισμένων ρηξιτεμαχών, σε ορισμένες μάλιστα περιπτώσεις παρατηρούνται και περιστροφές της ίδιας μακροδομής προς διαφορετικές διευθύνσεις.
- Παρατηρούνται ασυμμετρικές υδρογραφικών δικτύων.
- Ορισμένες γεωμορφές παρουσιάζουν χαρακτηριστικές σιγμοειδείς μορφές που δείχνουν δεξιόστροφη διάτμηση.
- Παρατηρούνται μετατοπισμένα beach rocks είτε ανυψωμένα είτε βυθισμένα. Σε ορισμένα από αυτά έχουν βρεθεί τμήματα κεραμικών.
- Στον όρμο των Αμπελακίων αναφέρονται βυθισμένες αρχαιότητες.
- Στη ρηξιγενή ζώνη Μαυροβουνίου παρατηρούνται τουλάχιστον δύο γενιές τριγωνικών πρσανών που δείχνουν τουλάχιστον δύο φάσεις πρόσφατης δραστηριότητας.

6. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- COX, R.T. 1994. Analysis of drainage basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 106, 571-581.
- ΔΟΥΝΑΣ, Αθ. 1971. Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας, Φύλλο Ερυθραί (Κλίμακα 1:50.000). *I.G.M.E.*
- FREYBERG, B.V. 1968. Geologie des Isthmus von Korinth. *Erlanger Geol. Abh.*, 95, 1-183
- ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ, Ι. 1994. Η νεοτεκτονική εξέλιξη της Κεντροδυτικής Πελοποννήσου. *Διδακτορική Διατριβή*, Πανεπιστήμιο Αθηνών, 226 σ.
- ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ, Ι. & ΜΠΑΚΟΠΟΥΛΟΥ, Αθ. 1999. Μορφοτεκτονικές παρατηρήσεις στη λεκάνη του ποταμού Πραμορίτσα. *Πρακτ. 5^{ου} Πανελληνίου Γεωγραφικού Συνεδρίου*, Ελλην. Γεωγρ. Εταιρία, 94-100.
- ΓΑΪΤΑΝΑΚΗΣ, Π. & ΜΕΤΤΟΣ, Α., ΚΟΥΤΣΟΥΒΕΛΗ, Α., ΠΟΝΤΟΓΙΑΝΝΗ, Θ. 1984. Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας, Φύλλο Αθήνα - Πειραιεύς (Κλίμακα 1:50.000). *I.G.M.E.*
- ΓΑΪΤΑΝΑΚΗΣ, Π. 1982. Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας, Φύλλο Μέγαρο (Κλίμακα 1:50.000). *I.G.M.E.*
- HARE, P.W. & GARDNER, T.W. 1985. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica.. In: M. Morisawa & J.T. Hack (eds), *Tectonic Geomorphology, Proc. of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium*. Allen & Unwin, Boston
- ΚΑΤΣΙΚΑΤΣΟΣ, Γ. ΔΟΥΝΑΣ, Αθ. & συν. 1986. Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας, Φύλλο Αθήνα - Ελευσίς (Κλίμακα 1:50.000). *I.G.M.E.*
- ΛΕΙΒΑΔΙΤΗΣ, Γ. & ΠΛΕΣΣΑΣ Σπ. 1990. Μορφολογία και Χρήση των ακτών της νήσου Σαλαμίνας. *Πρακτ. Ιου Πανελληνίου Γεωγραφικού Συνεδρίου*, 357-386.
- ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, Η. 1975. Σκέψεις και απόψεις επί ωρισμένων προβλημάτων της γεωλογικής και τεκτονικής δομής της Πελοποννήσου. *Ann. Geol. d. Pays Hellen.*, XXVII: 215-313, Αθήνα.
- MARIOLAKOS, I. & FOUNTOULIS, I. 2000. The Athens earthquake September 7, 1999: the neotectonic regime of the affected area. *Ann. Geol. de pays Hellen.*, Vol. XXXVIII, 165-174.
- MARIOLAKOS, I., FOUNTOULIS, I., MARIOLAKOS, D., ANDREADAKIS, EM. & GEORGAKOPOULOS, A. 2000. Geodynamic phenomena during the Athens earthquake (Ms=5.9) 7-9-99. *Ann. Geol. de pays Hellen.*, Vol. XXXVIII, 175-186.
- MARIOLAKOS, I. & PAPANIKOLAOU, D. 1982. The Neogene basins of the Aegean arc from paleographic and geodynamic point of view. *Int. Symp. Hellen. Arc and Trench (HEAT)*, April 1981, Proceedings 383-399, Athens.
- ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, Η. & ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, Δ. 1987. Είδος παραμόρφωσης και σχέση παραμόρφωσης - σεισμικότητας στο Ελληνικό τόξο. *Δ.Ε.Γ.Ε.*, XIX: 59-76, Αθήνα.
- MARIOLAKOS, I., PAPANIKOLAOU, D., SYMEONIDIS, N., LEKKAS, S., KAROTSERIS, Z. & SIDERIS, CH. 1982. The deformation of the area around the eastern Korinthian Gulf, affected by the earthquakes of February - March 1981. *Inter. Symp. Hellen. Arc and Trench (HEAT)*, April 1981, Proceedings I: 400-420, Athens.

- ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, Η. & ΣΤΕΙΡΟΣ, Σ. 1986. Σεισμικές διαρρήξεις και η σημερινή τεκτονική εξέλιξη του ισθμού της Κορίνθου. *Ι.Γ.Μ.Ε. Τομ. εκτός σειράς*, 243-248.
- MARIOLAKOS, I. & STEIROS, S.C. 1987. Quaternary deformation of the Isthmus and the gulf of Corinthos (Greece). *Geology*, 15, 225-228.
- ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, Δ. 1986. Γεωλογία της Ελλάδας, *Εκδόσεις Επτάλοφος*, 240 σελ. Αθήνα.
- ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, Δ., ΧΡΟΝΗΣ, Γ., ΛΥΚΟΥΣΗΣ, Β., ΠΑΥΛΑΚΗΣ, Π., ΡΟΥΣΑΚΗΣ, Γ. & ΣΥΣΚΑΚΗΣ, Δ. 1989. Υποθαλάσσιος Νεοτεκτονικός χάρτης Σαρωνικού κόλπου. Κλίμακα 1:100.000, ΟΑΣΠ - ΕΚΘΕ - Τομέας Δυναμικής Τεκτονικής Εφαρμοσμένης Γεωλογίας Πανεπιστημίου Αθηνών.
- ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, Δ. & ΛΟΖΙΟΣ, Σ. 1990. Συγκριτική νεοτεκτονική δομή έντονης (Κορινθία) και ασθενούς (Αττική-Κυκλάδες) δραστηριότητας. *Δ.Ε.Γ.Ε.*, XXVI: 47-65, Αθήνα.
- 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* V. 1 / No 3, 167-176.
- ΠΕΡΙΣΟΡΑΤΗΣ, Κ., ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ, Στ. & ΜΗΤΡΟΠΟΥΛΟΣ, Δ. 1991. Μελέτη της υποθαλάσσιας γεωλογίας της περιοχής Περάματος - Σαλαμίνας. Έκθεση Ι.Γ.Μ.Ε.
- RENZ, C. 1912. Neue Carbonaufschlusse in Attika. *Centralbl. fur Min.* e.t.c. No 6, 171-172.
- ΡΟΝΤΟΓΙΑΝΝΗ - ΤΣΙΑΜΠΑΟΥ, Θ. & ΓΑΛΑΝΑΚΗΣ, Δ. 1991. Νεοτεκτονική Μελέτη της περιοχής Περάματος - Σαλαμίνας. *Ι.Γ.Μ.Ε. Δ/ση Γεωλογίας και Γεωλ. Χαρτογραφίσεων, Τμήμα Τεκτονικής*, Αθήνα.
- ΣΙΔΕΡΗΣ, Χρ. 1986. Συμβολή στη γνώση της Γεωδυναμικής εξέλιξης κατά το Περιομοτιανικό στο χώρο της ανατολικής Ελλάδας. *Διδ. Διατριβή*, Αθήνα 212 σελ.
- ΤΑΤΑΡΗΣ Αθ. 1967. Νεώτερα έρευνα επί της δομής της νήσου Σαλαμίνας και της απέναντι περιοχής του Περάματος (Αττική) - Πρόδρομος ανακοίνωση. *Δ.Ε.Γ.Ε.* VII/1, 36-51.
- ΤΑΤΑΡΗΣ Αθ. 1972. Νεώτερα πορίσματα επί της Γεωλογίας της νήσου Σαλαμίνας και της περιοχής Αττικής. *Δ.Ε.Γ.Ε.* IX/2, 482-514.
- ΤΑΤΑΡΗΣ Αθ. 1989. Παρατηρήσεις από τα νησιά Σαλαμίνα - Αίγινα (Σαρωνικός Κόλπος). *Δ.Ε.Γ.Ε.*, XXIII/1, 321-346.
- ΤΑΤΑΡΗΣ, Α. & ΣΙΔΕΡΗΣ, Χρ. 1989. Γεωλογική δομή του Νοτ. Αιγάλεω και συσχετισμός προς την απέναντι περιοχή Σαλαμίνας. *Δ.Ε.Γ.Ε.*, XXIII/1, 303-320.
- ΤΑΤΑΡΗΣ, Α. 1997. Η διάρθρωση του παλαιογεωγραφικού χώρου της σχιστοψαμμιτοκερατολιθικής διάπλασης Ανατ. Ελλάδας και η θέση της Σαλαμίνας και της Τραπεζώνας σ' αυτόν. *Ann. Geol. De pays Hellen.*, Vol. XXXVII, 621-661.
- THEODOROPOULOS, D. 1968. Stratigraphie und Tektonik des Isthmus von Megara (Griechenland). *Erlanger Geol. Abh.*, 73, 1-23.
- ΘΕΟΧΑΡΗΣ, Δ. 2001. Ρηξιγενής νεοτεκτονικός ιστός της νήσου Σαλαμίνας. *Μεταπτυχιακή Διατριβή Ειδίκευσης*, Πανεπιστήμιο Αθηνών.
- ΒΟΡΕΑΔΗΣ, Γ. 1927. Η Γεωλογία της Σαλαμίνας Α'. Η ανάπτυξις του Παλαιοκρητιδικού. *Πρακτ. Ακαδ. Αθηνών*, 2, 337 σελ.
- ΒΟΡΕΑΔΗΣ, Γ. 1929. Η Γεωλογία της Σαλαμίνας Β'. Η ανάπτυξις του Ανθρακολιθικού. *Πρακτ. Ακαδ. Αθηνών*, 4, 123-127.
- ΒΟΡΕΑΔΗΣ, Γ. 1932. Η σχιστοκερατολιθική διάπλαση της Σαλαμίνας και οι βασικά και υπερβασικά εκρήξεις αυτής. *Γεωλ. Υπ. Ελλ.* Αριθμός 19, Αθήνα.

ΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΕΛΕΓΧΟΜΕΝΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΥΔΡΟΓΡΑΦΙΚΩΝ ΔΙΚΤΥΩΝ ΣΤΗ ΛΟΚΡΙΑΔΑ (ΣΤΕΡΕΑ ΕΛΛΑΔΑ)*

Η. ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ¹, Χ. ΚΡΑΝΗΣ², Χ. ΜΑΡΟΥΚΙΑΝ² & Ι. ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ²

ΣΥΝΟΨΗ

Στην παρούσα εργασία παρουσιάζονται τα αποτελέσματα ερευνών στην περιοχή της Λοκρίδας (Στερεά Ελλάδα) αναφορικά με τη σχέση των νεοτεκτονικών δομών και της ανταπόκρισης του υδρογραφικού δικτύου στη συνεχιζόμενη νεοτεκτονική παραμόρφωση. Διαπιστώνεται ότι το υδρογραφικό δίκτυο είναι σε μεγάλο βαθμό τεκτονικά ελεγχόμενο, και μάλιστα γίνεται φανερό ότι οι μεγαλύτερης τάξης νεοτεκτονικές δομές επηρεάζουν μεγαλύτερης τάξης κλάδους του υδρογραφικού δικτύου. Η χαρτογράφηση και η γεωμετρική και κινηματική ανάλυση των νεοτεκτονικών δομών σε συνδυασμό με τις μορφοτεκτονικές παρατηρήσεις επί του υδρογραφικού δικτύου καθιστούν δυνατό να προσδιοριστεί το πρότυπο παραμόρφωσης της περιοχής, το οποίο αντιστοιχεί σε παραμόρφωση στρέψης.

ABSTRACT

This paper presents the results of our research in the area of Lokris (Central Greece), regarding the relationship between the neotectonic structures and the response of the drainage network, which is found to be tectonically controlled to a great degree. Neotectonic mapping, geometrical and kinematic analysis, and morphotectonic investigation have shown that the local neotectonic grain is attributable to torsional deformation.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: νεοτεκτονική, μορφοτεκτονική, υδρογραφικό δίκτυο, ανθοειδές, διαπεριστροφή, Λοκρίδα, Στερεά Ελλάδα

KEY WORDS: neotectonics, morphotectonics, drainage network, flower structure, transrotation, Lokris, Central Greece

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η περιοχή της Λοκρίδας χαρακτηρίζεται από πυκνό τεκτονικό ιστό, αποτέλεσμα της ενεργού τεκτονικής, η οποία εκφράζεται κυρίως μέσω ρηγμάτων και ρηξιγενών ζωνών, τα οποία είτε οριοθετούν είτε εντοπίζονται εντός των μεγάλων μορφοτεκτονικών ενοτήτων της περιοχής. Μία εξ' αυτών είναι η λεκάνη της Λοκρίδας, η οποία οριοθετείται από τη μεγάλη ρηξιγενή ζώνη του Καλλίδρομου (PZK) στα νότια, τη ρ.ζ. Μενδενίτσας – Θερμοπυλών (PZMΘ) στα δυτικά, ενώ τα βόρεια της περιθώρια είναι πιο σύνθετα, με την παρουσία των ρ.ζ. Αρχαίου Θρονίου (PZAΘ) και Καινούριο – Τρανό Λιβιάδι (PZKTL) (που αποτελούν και το νότιο όριο του όρους Κνημίσ) στο κεντρικό-βόρειο περιθώριό της, της ρ.ζ. Μώλου (PZMΩ) στα ΒΔ και της ρ.ζ. Γουλεμίου (PZΓΟ) στα ΒΑ (Κράνης, 1999). Η ίδια η Λεκάνη της Λοκρίδας χωρίζεται σε ανατολική και δυτική υπολεκάνη, με βάση τεκτονικά, γεωλογικά και στρωματογραφικά κριτήρια (Κράνης, 1999).

Η παρούσα ανακοίνωση ασχολείται με τη νεοτεκτονική παραμόρφωση και τα αποτελέσματα αυτής στη μορφή και εξέλιξη του υδρογραφικού δικτύου της δυτικής υπολεκάνης της Λοκρίδας (Εικ. 1). Περιγράφονται κατ' αρχήν τα ποτάμια συστήματα που τη διατρέχουν. Γίνεται ιδιαίτερη αναφορά στις πειρατείες κλάδων και αδρή περιγραφή του νεοτεκτονικού ιστού. Στη συνέχεια τα δεδομένα αυτά θα συζητηθούν και θα γίνει προσπάθεια σύνθεσής τους και ένταξής τους σε ένα ευρύτερο νεοτεκτονικό πλαίσιο.

2. ΥΔΡΟΓΡΑΦΙΚΟ ΔΙΚΤΥΟ

2.1 Λατζόρεμμα

Ο Ξεροπόταμος Λατζόρεμμα (Εικ. 1) ρέει στο δυτικό άκρο της λεκάνης της Λοκρίδας. Είναι τέταρτης

* TECTONICALLY CONTROLLED DRAINAGE EVOLUTION IN LOKRIS (CENTRAL GREECE)

1. Τομέας Δυναμικής, Τεκτονικής & Εφαρμοσμένης Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Αθηνών, 15784 Αθήνα e-mail: mariolakos@geol.uoa.gr
2. Τομέας Γεωγραφίας - Κλιματολογίας, 15784 Αθήνα, e-mail: maroukian@geol.uoa.gr

τάξης κατά Horton και η λεκάνη απορροής του έχει έκταση 28.5 km². Ο άνω ρους του αναπτύσσεται σε αλπικούς σχηματισμούς (κυρίως ανθρακικά πετρώματα και εν μέρει κλαστικά) και έχει διεύθυνση Α-Δ, που στρέφεται αργότερα προς ΒΑ (ρέμα Γλύκα). Ο κάτω ρους του διαβρώνει μεταλλικά ιζήματα, κυρίως πλειστοκαινικής ηλικίας και έχει διεύθυνση Β-Ν, εκβάλλει δε μέσω της εγκατελλεμένης κοίτης του ποταμού Σπερχειού.

Η μορφή του υδρογραφικού δικτύου είναι δύσκολο να ταξινομηθεί σε μία από τις εμπειρικά αναγνωρισμένες μορφές (βασικοί ή συνδυασμένοι τύποι κατά Howard (1967), προσομοιάζοντας σε ασύμμετρο επίμηκες δενδριτικό ή υποπαράλληλο. Αυτό πάντως που είναι αξιοσημείωτο είναι η ιδιαίτερα έντονη ασυμμετρία στην ανάπτυξη των κλάδων του κάτω ρου. Πιο συγκεκριμένα, ο κύριος κλάδος είναι έντονα μετατοπισμένος προς το ανατολικό όριο της λεκάνης, με τους κλάδους που συμβάλλουν σ' αυτόν από τα ανατολικά να είναι πολύ μικροί (200-500 μ.), και αποκλειστικά πρώτης τάξης.

Αναπτύσσει πολύ έντονη κατά βάθος διάβρωση στα δύο τρίτα του μήκους του κεντρικού κλάδου (από το ρέμα Γλύκα, στο γεωγραφικό πλάτος της Μενδενίτσας και προς βορρά). Στον άνω του ρου διατρέχει την επιμήκη πόλη της Παλιοσουβάλας, η οποία μετατρέπεται σε εποχιακή λίμνη, κατά τους χειμερινούς και εαρινούς μήνες.

Ο κύριος κλάδος του εν λόγω υδρογραφικού δικτύου, δεν ρέει απευθείας προς βορρά, μέσω του Ελαφουβουνίου, αλλά το παρακάμπτει από τα ανατολικά. Το γεγονός αυτό θα πρέπει να αποδοθεί στο ότι το άνω τμήμα του υδρογραφικού δικτύου είναι κληρονομημένο, στην προκειμένη περίπτωση προ-πλειστοκαινικό. Δηλαδή φαίνεται ότι η ροή του υδρογραφικού δικτύου πριν από το (?M) Πλειστόκαινο ήταν από δυτικά προς ανατολικά. Αν μάλιστα στη δράση αυτού του παλαιο(ποταμού) αποδοθεί και η απόθεση του σχηματισμού της Μενδενίτσας, τότε επιβεβαιώνεται και η εκδοχή του Philip (1974) για τη διεύθυνση τροφοδοσίας αυτών των λατυποπαγών.

Από τη χαρτογράφηση υπαίθρου και τη μελέτη των τεκτονικών, και μορφολογικών στοιχείων φαίνεται ότι η ροή του ποταμού είναι σχεδόν εξ' ολοκλήρου τεκτονικά ελεγχόμενη. Αρχικά, ο κύριος κλάδος ρέει σε διεύθυνση Α-Δ, παράλληλα με τη μεγάλη ρηξιγενή ζώνη του Καλλίδρομου (περιοχή Παλιοσουβάλας). Στη συνέχεια, η ροή στρέφεται προς ΒΑ και για μια απόσταση 3 χλμ., πριν στραφεί οριστικά προς βορρά. Η τελευταία αυτή αλλαγή διεύθυνσης γίνεται με την είσοδο του ποταμού στο τεκτονικό κέρασμα της Μενδενίτσας και συνοδεύεται εφεξής από έντονη κατά βάθος διάβρωση, η οποία γίνεται ακόμα καλύτερα εκφρασμένη με τη διέλευση του Λατζορέμματος από τη ρηξιγενή ζώνη Μενδενίτσας - Θερμοπυλών, όπου και αρχίζει να διαβρώνει το σχηματισμό της Μενδενίτσας, δημιουργώντας εντυπωσιακό φαράγγι.

2.2. Λιαπατόρρεμα

Πρόκειται για αρκετά μεγάλο ποταμοχείμαρρο (έκταση λεκάνης 43 km²) που ρέει στο κεντρικό τμήμα της δυτικής υπολεκάνης της Λοκρίδας (Εικ. 1). Η ροή του είναι κυρίως εποχική, εκτός των ετών με μεγάλο ύψος κατακρημνισμάτων. Ο κάτω ρους του ποταμού είναι καλά ανεπτυγμένος με μαιανδρική ροή. Το μεγαλύτερο μέρος της λεκάνης του αναπτύσσεται σε μεταλλικά ιζήματα, και μόνο το νότιο διαβρώνει τους αλπικούς σχηματισμούς του Καλλίδρομου.

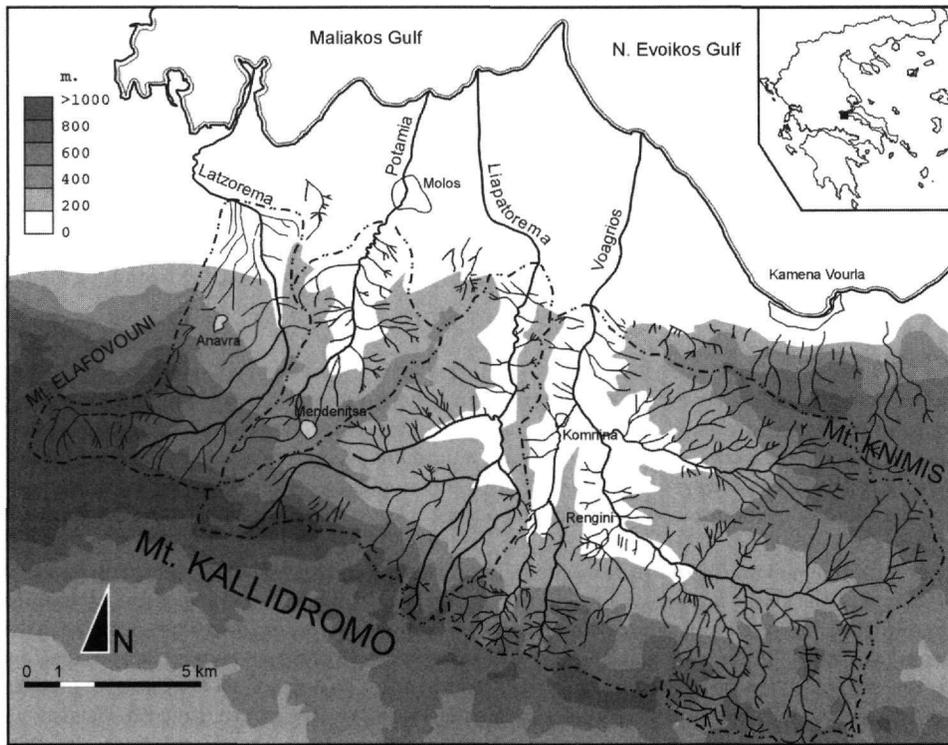
Πηγάει από το Καλλίδρομο και ρέει προς βορρά, για να εκβάλλει στο Μαλιακό Κόλπο. Λίγο βορειότερα του χωριού Καλλίδρομο συμβάλλει σ' αυτό το ρέμα Βρόμα ή Χαλιά. Το τελευταίο ηγαζίζει αρκετά δυτικότερα, κατευθύνεται για 3-4 χλμ. βόρεια - βορειοανατολικά (ρέμα Κλεισούρα, νότια της Μενδενίτσας), και κατόπιν στρέφεται προς ανατολάς για να ενωθεί με το Λιαπατόρρεμα. Ο τύπος του υδρογραφικού του δικτύου είναι μικτός, με τους κλάδους μικρής τάξης να αναπτύσσονται δενδριτικά ή/και κλιμακωτά και τους κλάδους μεγαλύτερης τάξης να συμβάλλουν με τον κεντρικό υπό ορθή γωνία. Αξιοσημείωτη είναι επίσης η μονόπλευρη ανάπτυξη του ρέματος Μπάστα, νότια του Αγ. Χαραλάμπτου, το οποίο ρέει από δύση προς ανατολή και κλάδοι που να συμβάλλουν σε αυτό από το νότιο ουσιαστικά δεν υπάρχουν.

Στο σύνολο του πάντως το Λιαπατόρρεμα παρουσιάζει έντονη ασυμμετρία. Ο κύριος κλάδος είναι σημαντικά μετατοπισμένος προς το ανατολικό όριο της λεκάνης, απέχοντας από αυτό κατά μέσο όρο 1 χλμ. Οι κλάδοι στα ανατολικά συμβάλλουν υπό ορθή γωνία προς αυτόν και το μήκος τους είναι, φυσικά, μικρό. Ο ανατολικός υδροκρίτης της λεκάνης συμπίπτει με μια μεγα-φωτογράμμιση, διεύθυνσης Β-Ν ενώ από τα δυτικά, όπως προαναφέρθηκε, ο υδροκρίτης με την Ποταμά έχει διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ και είναι ιδιαίτερα ευθύγραμμος.

Η όλη μορφή του υδρογραφικού δικτύου φαίνεται να είναι έντονα τεκτονικά ελεγχόμενη. Η τεκτονική, και πιο συγκεκριμένη η νεοτεκτονική δραστηριότητα έχει επηρεάσει σημαντικά τόσο την έκταση της λεκάνης όσο και τη μορφή του υδρογραφικού δικτύου. Αυτός (δηλ. η τεκτονική) φαίνεται να είναι ο λόγος για τον οποίο το ρέμα Κλεισούρα στρέφεται προς τα ανατολικά και συμβάλλει στο ρέμα Βρόμα, αντί να συμβάλλει με την Ποταμά, όπως φαίνεται και στο χάρτη της Εικ. 3.

Η δε ασυμμετρία στην ανάπτυξη των κλάδων που παρατηρείται θα πρέπει να αποδοθεί επίσης σε τεκτονι-

κούς παράγοντες. Για τους κλάδους μικρότερης τάξης, όπως στο ρέμα Μπάστα και στους παραλόταμους του, η μορφή τους μπορεί να εξηγηθεί μέσω κινήσεων μικρών νεοτεκτονικών τεμαχών, τα οποία ορίζονται από ρήγματα.



Εικ. 1. Τοπογραφικός χάρτης της περιοχής μελέτης, με τα υδρογραφικά δίκτυα που εξετάζονται εντός κειμένου.
Fig 1. Topographic map of the study area, with the drainage networks discussed in text.

Για τη γενικότερη ασυμμετρία του δικτύου, όπως αναφέρθηκε και στην περιγραφή του υδρογραφικού δικτύου του Λατζορρέματος, θα δείχτει ότι δεν επαρκεί μια ερμηνεία απλών περιστραμμένων τεμαχών, αλλά ένα συνθετότερο τεκτονικό καθεστώς.

2.3. Ποταμιά

Είναι ένα σχετικά μικρό ποτάμι (έκταση λεκάνης απορροής ~18 km²), που ρέει (εποχιακά) στο κεντροδυτικό τμήμα της δυτικής υπολεκάνης και οι πηγές της βρίσκονται στην ανθρακική μάζα του Καλλίδρομου (Εικ. 1). Παρουσιάζει αρκετά μεγάλη συμμετρία στην ανάπτυξη των κλάδων του, πλην της νοτιοδυτικής άκρης της λεκάνης, όπου και φαίνεται μια σχετικά ασταθής σχέση με το παρακείμενο της προς τα δυτικά Λατζόρρεμα. Οι κλίσεις των πρσάνων είναι αυξημένες στο νοτιοανατολικό της τμήμα, ενώ ο υδροκρίτης της με το Λιαπατόρρεμμα στα ανατολικά είναι ιδιαίτερα ευθύγραμμος, με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ και ταυτίζεται με χαρακτηριστική φωτογράμμιση στην περιοχή.

Ένα χαρακτηριστικό του ποταμιού αυτού είναι η μεγάλη στερεοπαροχή του, όπως φαίνεται και από το ευμέγεθες (για την έκταση του) αλλουβιακό του ριπίδιο, επάνω στο οποίο είναι χτισμένη η κωμόπολη του Μώλου, για την προστασία της οποίας από πλημμύρες η κοίτη της Ποταμιάς έχει εγκυβωπιστεί τεχνητά. Από ότι φαίνεται, η Ποταμιά έχει μια ιδιαίτερα αυξημένη “δυναμική”, υπό την έννοια ότι έχει μεγάλη μεταφορική ικανότητα, αλλά και στερεοπαροχή. Να αναφερθεί επίσης ότι δεν παρατηρείται έντονη κατά βάθος διάβρωση στους μικρότερης τάξης χείμαρρους, εκτός από την περιοχή της Μενδενίτσας, όπου και διέρχεται το ποτάμι από τη ΡΖΜΘ. Θα μπορούσε κατά συνέπεια να θεωρηθεί ότι η Ποταμιά καταλαμβάνει ένα νεοτεκτονικό μικρο-τέμαχος το οποίο συνολικά ανέρχεται. Η υπόθεση αυτή θα εξεταστεί στη συνέχεια, αφού παρατεθούν και τα τεκτονικά στοιχεία, αλλά προς το παρόν και μόνο από την εξέταση των γεωμορφολογικών χαρακτηριστικών μια τέτοια υπόθεση θα πρέπει να ληφθεί υπόψη. Εξάλλου, η υπόθεση αυτή μπορεί να εξηγήσει, τουλάχιστον

χιστο εν μέρει και την ασύμμετρη ανάπτυξη του Λατζορέμματος στα δυτικά (Εικ. 1)

2.4. Πλατανιάς (Βοάγριος)

Με έκταση λεκάνης 100.4 km² είναι από τους μεγαλύτερους ποταμούς στη Λοκρίδα. Οι λεκάνες του αναπτύσσονται μεταξύ του Καλλίδρομου και της Κνημίδας, με τον Πλατανιά να την παρακάμπτει από τα δυτικά, για να εκβάλλει στον Βόρειο Ευβοϊκό Κόλπο (Εικ. 1).

Παρατηρείται έντονη ασύμμετρία στην ανάπτυξη του ποταμού αυτού. Η κύρια κοίτη του βρίσκεται σε μέση απόσταση μόλις ενός χιλιόμετρου από το δυτικό υδροκρήτη της λεκάνης.

Αναφορικά με τον τύπο του υδρογραφικού δικτύου του Πλατανιά, θα πρέπει να διαχωριστούν δύο κύριοι τομείς. Ο νότιος, όπου και το ποτάμι αναπτύσσεται στους αλπικούς σχηματισμούς και το δίκτυο είναι δενδριτικό και στο βόρειο, όπου και η μορφή του δικτύου είναι επιμήκης δενδριτική. Ο ποταμός αναπτύσσεται ιδιαίτερα ασύμμετρα εντός της λεκάνης του, με τον κύριο κλάδο να είναι μετατοπισμένος έντονα προς δυσμάς, λίγες εκατοντάδες μέτρα από τον υδροκρήτη της λεκάνης.

2.5. Πειρατείες κλάδων

Η εικόνα που αποκομίζει κανείς από την εξέταση του υδρογραφικού δικτύου στη δυτική υπολεκάνη της Λοκρίδας είναι αυτή της αστάθειας και σχετικά γρήγορης μεταβολής των συνθηκών ροής. Το γεγονός αυτό γίνεται ικανοποιητικά αντιληπτό από τις πολυάριθμες περιπτώσεις πειρατειών που παρατηρούνται και με τις οποίες θα ασχοληθούμε στη συνέχεια εστιάζοντας μόνο στις κυριότερες (αυτές των κλάδων μεγαλύτερης τάξης) που μπορούν να οδηγήσουν σε ορισμένα συμπεράσματα αναφορικά με το τεκτονικό έλεγχο του υδρογραφικού δικτύου.

Η πρώτη περίπτωση εντοπίζεται στα Καραβίδια, βορειοδυτικά της Μενδενίτσας (Εικ. 3, θέση 1). Στη θέση αυτή έχει δημιουργηθεί εντυπωσιακή ανεμοτομή (Εικ. 2, 3), εξαιτίας της αποκοπής του άνω ρου του Λατζορέμματος από αυτό που ήταν κάποτε η φυσική συνέχεια, και η οποία δεν είναι άλλη από την Ποταμιά. Στο σημείο, από το οποίο διέρχεται η Ρηξ. Ζώνη Μενδενίτσας – Θερμοπυλών (PZΜΘ), η διεύθυνση του Λατζορέμματος μεταβάλλεται από ΝΔ-ΒΑ σε Ν-Β. Η Ποταμιά, από την άλλη μεριά, έχει διατηρήσει έναν μόνο σημαντικό κλάδο (διεύθυνσης Β-Ν) από το τμήμα που της ανήκε, ο οποίος διέρχεται ακριβώς δυτικά της Μενδενίτσας.

Η δεύτερη περίπτωση βρίσκεται λίγο ανατολικότερα και έχει να κάνει με την Ποταμιά και το παρακείμενο Λιαπατορέμμα (Εικ. 1, 3). Εδώ υψίστανται χαρακτηριστικές ορθογώνιες κάμψεις σε κλάδους του άνω ρου του Λιαπατορέμματος νότια της Μενδενίτσας, οι οποίοι ρέουν αρχικά με κατεύθυνση προς ΒΒΑ, για να στραφούν απότομα προς ΑΝΑ και να συμβάλλουν με το ρέμα Χάλια, το οποίο ρέει παράλληλα με το ορεινό μέτωπο του Καλλίδρομου. Οι κλάδοι αυτοί αρχικά έρεεαν ανεμπόδιστα προς βορρά, διερχόμενοι ακριβώς ανατολικά της Μενδενίτσας και αποτελούσαν τμήμα του υδρογραφικού δικτύου της Ποταμιάς.

Η τρίτη περίπτωση εντοπίζεται ανατολικά του χωριού Καλλίδρομο (Εικ. 3, θέση 3). Στη θέση αυτή, ένας παραπόταμος του Λιαπατορέμματος που ρέει με κατεύθυνση ΒΑ στρέφεται κατά 90° περίπου προς ΒΔ και, αντί να συμβάλλει, όπως θα ήταν αναμενόμενο με τον Βοάγριο που βρίσκεται στα ανατολικά, συναντά το ρέμα Βρόμα (υπό ορθή γωνία μάλιστα).

3. ΤΕΚΤΟΝΙΚΟΣ ΙΣΤΟΣ

Η περιοχή της δυτικής υπολεκάνης οριοθετείται ρηξιγενείς ζώνες: στα βόρεια από τη ΡΖΜΩ στα δυτικά από τη ΡΖΜΘ και το ρ. Ανάβρας, στα νότια από τη ΡΖΚ και στα ανατολικά και βορειοανατολικά από τη ΡΖΚΤΑ και τη ΡΖΑΘ (Εικ. 3). Τα ρήγματα και οι ρηξιγενείς ζώνες της δυτικής υπολεκάνης κατανέμονται βασικά σε δύο διευθύνσεις: ΒΔ-ΝΔ έως ΔΒΔ-ΑΝΑ και ΒΑ-ΝΔ. Τα πρώτα είναι κύρια κανονικού χαρακτήρα, με κατεβασμένο το βορειοανατολικό τους τέμαχος, ενώ πολλά από αυτά ταυτίζονται με χαρακτηριστικές μορφολογικές ασυνέχειες και περιοχές αυξημένων μορφολογικών κλίσεων. Στη δεύτερη κατηγορία εντάσσονται δύο ρηξιγενείς ζώνες, η ρ.ζ. Ποταμιάς (ΡΖΠΟ) και η ρ.ζ. Λιαπατορέματος (ΡΖΛΠ) (Εικ. 3), οι οποίες ορίζουν ένα νεοτεκτονικό «κέρας» ου βρίσκεται στο μέσον της δυτικής υπολεκάνης. Είναι άλλωστε χαρακτηριστικό ότι μεγάλο μέρος του νότιου, ανατολικού και δυτικού περιθωρίου της λεκάνης (όπου και έρχονται σε επαφή οι μεταλλικοί σχηματισμοί με αυτούς του αλπικού υποβάθρου) είναι τοπογραφικά χαμηλότερα από το κέντρο της λεκάνης.

Η μεγαλύτερη ρ.ζ., αυτή του Καλλίδρομου χαρακτηρίζεται ως πλαγιοκανονική – δεξιόστροφη (ποσοστό οριζόντια συσπώσεως ~20-25%) (Κοράνης, 1999), ενώ σημαντικότερη είναι και η παρουσία της αντιθετικής ρ.ζ. που έχει αναπτυχθεί και που έχει δημιουργήσει μια επιμήκη ταπεινωμένη λωρίδα ακριβώς στους βόρειους πρόποδες του όρους, ενώ σε συνδυασμό με την ΡΖΜΘ έχει δημιουργήσει το κέρας της Μενδενίτσας (Εικ. 1, 3).



Εικ. 2. Ανεμοτομή νότια της Μενδενίτσας, οφειλόμενη σε πειρατεία κλάδων της Ποταμιάς από το Λιαπατόρεμμα (θέση 1 στην Εικ. 3).

Fig. 2 Windgap caused by stream piracy by Latzorema (Loc.1 in Fig. 3)

Η άλλη περιθωριακή ζώνη αποτελείται από τις ΡΖΑΘ και ΡΖΚΤΑ, οι οποίες έχουν περιστραφεί κατά τέτοιο τρόπο ώστε τώρα να δίνουν την εικόνα ανάστροφων – πλαγιονανάστροφων ρηξιγενών ζωνών (Κράνης, 1999). Η ΡΖΜΩ αποτελεί και το ορατό Β-ΒΒΔ περιθώριο της υπολεκάνης και αποτελείται από δύο μεγάλα τμήματα, διαταγμένα δεξιόστροφα κλιμακωτά (ρ. Μώλου και ρ. Τρικόρφου).

4. ΣΥΖΗΤΗΣΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η ποιοτική μελέτη του υδρογραφικού δικτύου, σε συνδυασμό με μορφοτεκτονικές παρατηρήσεις και νεο-τεκτονική χαρτογράφηση ανέδειξε τον τεκτονικό έλεγχο που υφίσταται το υδρογραφικό δίκτυο στη δυτική υπολεκάνη της Λοκρίδας. Ο τεκτονικός έλεγχος είναι ορατός σε διάφορες εκφράσεις τόσο του υδρογραφικού δικτύου, όσο και της μορφολογίας. Οι ασυμμετρίες, αλλά και ορισμένες φαινομενικά παραφωνίες στις ποτάμιες λεκάνες εξηγούνται κατ'αρχήν μέσω των πειρατειών που έχουν συντελεστεί. Ποιο συγκεκριμένα: (i) η Ποταμιά έχει χάσει μεγάλο μέρος από την υδρογραφική της λεκάνη λόγω πειρατειών που έχουν συντελεστεί τόσο στο νοτιοδυτικό όσο και στο νότιο τμήμα της. Το γεγονός αυτό εξηγεί το ευμέγεθες αλλουβιακό της ριπίδιο, το οποίο είναι ιδιαίτερα μεγάλο για την έκταση της λεκάνης της. Η τεκτονική αποτελεί εδώ καθοριστικό παράγοντα έλεγχου των πειρατειών. Στην περίπτωση της πειρατείας από το Λιαπατόρεμμα, υπαίτια είναι η ύπαρξη της ΡΖΜΘ, η οποία ανυψώνει το τεκτονικό κέρασ του Ελαφοβουνίου, στο οποίο εντάσσεται και το μικρότερης τάξης κέρασ της Μενδενίτσας. Η περίπτωση της πειρατείας από το Λιαπατόρεμμα συνδέεται με την ύπαρξη της αντιθετικής ρηξιγενούς ζώνης του Καλλίδρομου (Κράνης, 1999), η οποία έχει δημιουργήσει το επίμηκες τεκτονικό βύθισμα στις υπώρειες του όρους, εντός του οποίου ρέει αξονικά το ρέμα Χάλια.

Η λεκάνη του Βοάγριου καθίσταται λιγότερο ασύμμετρη, αν της προσμετρηθεί και το τμήμα που έχει αποκοπεί λόγω πειρατείας από το Λιαπατόρεμμα. Και σε αυτήν την περίπτωση καθοριστικός είναι ο ρόλος της αντιθετικής ρ.ζ. του Καλλίδρομου, που, δημιουργώντας το βύθισμα, διευκόλυνε τη σύλληψη του κλάδου από το Λιαπατόρεμμα. Ωστόσο, ακόμη και έτσι, η ασυμμετρία της λεκάνης του Βοάγριου είναι ιδιαίτερα τονισμένη, ενώ το ίδιο εξακολουθεί να ισχύει και για το Λιαπατόρεμμα. Σε αυτό λοιπόν το σημείο θα πρέπει να συζητηθούν οι τάξεις των κλάδων με τις τάξεις των ρηξιγενών δομών που υφίστανται στην περιοχή. Με άλλα λόγια έχει πιστοποιηθεί στην περιοχή ότι μικρής τάξης κλάδοι επηρεάζονται άμεσα από τα ρήγματα που απαντούν στο εσωτερικό της λεκάνης: αυτό είναι άμεσα φανερό στη κεντρική και βόρεια περιοχή της υπολεκάνης, όπου οι διευθύνσεις των κλάδων 1^{ης} και 2^{ης} τάξης ταυτίζονται σε πολλές περιπτώσεις με χαρτογραφημένα ρήγματα διεύθυνσης ΔΒΔ-ΑΝΑ.

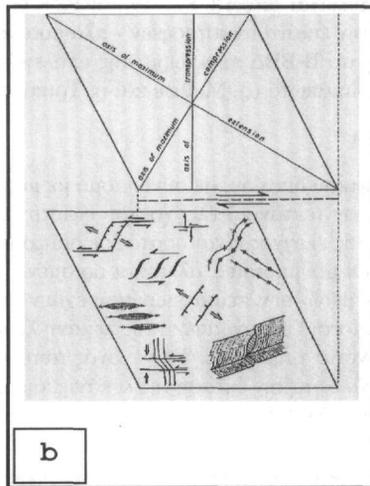
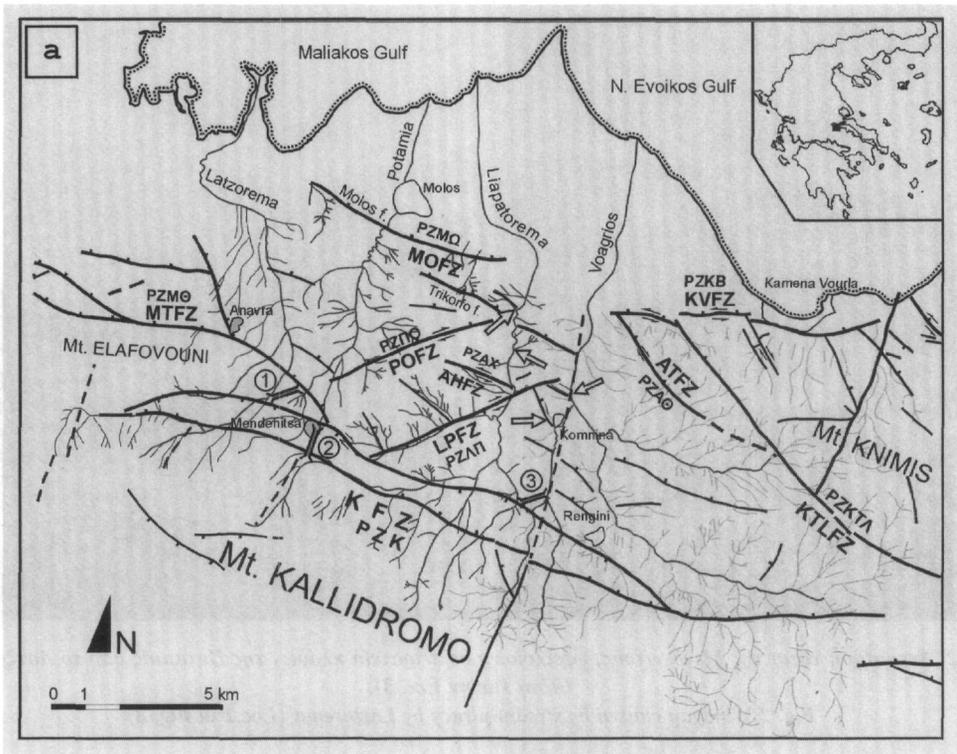


Fig. 3. (a) Tectonic map of the western sub-basin. Hachure on downthrown block, strike-slip component is indicated, when present (after Kranis, 1999). KFZ: Kallidromo f.z. (incl. the antithetic f.z.); MTFZ: Mendenitsa-Thermopyles f.z.; MOFZ: Molos f.z.; POFZ: Potamia f.z.; AHFZ: Agios Haralambos f.z.; LPFZ: Liapatorema f.z.; ATFZ: Ancient Thronio f.z.; KTLFZ: Kainourio-Trano Livadi f.z.; KVFZ: Kamena Vourla f.z. Also noted the stream piracies (1, 2 & 3). Arrows indicate locations of reverse confluence. (b) Torsional deformation model, after Mariolakos et al., 1991.

Εικ. 3. (α) Τεκτονικός χάρτης της δυτικής υπολεκάνης. Τα ρήγματα έχουν οδόντωση στο κατερχόμενο τέμαχος και σημειώνεται η οριζόντια συνιστώσα ολίσησης, όπου υπάρχει (κατά Κράνη, 1999). KFZ: ρ.ζ. Καλλίδρομου. MTFZ: ρ.ζ. Μενδενίτσας - Θερμοπυλών. MOFZ: ρ.ζ. Μώλου. AHFZ: ρ.ζ. Αγ. Χαράλαμπτου. POFZ: ρ.ζ. Ποταμιάς. LPFZ: ρ.ζ. Λιαπατορέματος. ATFZ: ρ.ζ. Αρχ. Θρονίου. KTLFZ: ρ.ζ. Καινούριο - Τρανό Λιβάδι. KVFZ: ρ.ζ. Καμ. Βούρλων. Σημειώνονται οι εξεταζόμενες θέσεις πειρατείας (1, 2 & 3) Τα βέλη δείχνουν θέσεις «αντίθετης» συμβολής κλάδων. (β) Το πρότυπο παραμόρφωσης στρέψης, κατά Mariolakos et al.,

Το αποτέλεσμα της ταύτισης αυτής είναι τόσο έντονο, ώστε συχνά παρατηρείται κλάδοι μικρής τάξης να συμβάλλουν αντίθετα από τη φορά ροής με τους μεγαλύτερους (χαρακτηριστικά παραδείγματα στον κάτω ρου του Λιαπατορέμματος και του Βοάγριου). Μεγαλύτερης τάξης ρήγματα διευθετούν αντίστοιχα μεγαλύτερης τάξης κλάδου, με χαρακτηριστικότερο παράδειγμα τη ΡΖΛΠ, διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ, η οποία ορίζει το κέρασ του Αγ. Χαραλάμπου από τα ΝΑ και ταυτίζεται με το ρέμα Μπάστα, το οποίο σημειωτέον έχει εντονότατα μονόπλευρη ανάπτυξη, σχεδόν κανένα κλάδο να μη συμβάλλει σε αυτό από τα ΝΑ, ενώ αντίθετα από τα ΒΔ να υπάρχει μια σειρά υποπαράλληλων μεταξύ τους κλάδων διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ οι οποίοι συμβάλλουν περίπου ορθογώνια με το ρ. Μπάστα, ενώ οι περισσότεροι με αυτούς ταυτίζονται με μικρότερης τάξης ρήγματα που περιορίζονται εντός του κέρατος του Αγ. Χαραλάμπου.

Προχωρώντας σε μεγαλύτερη τάξη κλάδων, θα σταθούμε στον κάτω ρου του Βοάγριου (αλλά και του Λιαπατορέμματος). Οι σχετικά ευθύγραμμοι αυτοί κλάδοι ρέουν με κατεύθυνση ΒΒΑ παράλληλα και πολύ κοντά ο ένας στον άλλο για περισσότερο από 7-9 km χωρίς να συμβάλλουν. Το τελευταίο θα ήταν και το αναμενόμενο, δεδομένου ότι οι μεγάλης τάξης κλάδοι του Βοάγριου ρέουν με κατεύθυνση ΔΒΔ και η οποία τους «οδηγεί» στο νοητό κέντρο της δυτικής υπολεκάνης (όπου θα ήταν και αναμενόμενο να κατευθυνθούν). Κάτι τέτοιο όμως δε συμβαίνει, και έχουμε την ανάπτυξη δύο ποτάμιων συστημάτων, χαρακτηριστικά ασύμμετρων και με τους κύριους κλάδους παράλληλους μεταξύ τους και μετατοπισμένους εντονότατα προς τον κοινό τους υδροκρήτη. Το γεγονός αυτό μπορεί να ερμηνευτεί αν ληφθεί υπόψη ότι υφίσταται μια χαρτογραφημένη μεγάλη τεκτονική ασυνέχεια διεύθυνσης ΒΒΑ-ΝΝΔ η οποία χωρίζει το Καλλίδρομο σε δύο διακριτά τεμάχια, εισέρχεται εντός της δυτικής υπολεκάνης (Εικ. 3), ενώ είναι ανιχνεύσιμη για πολλά km προς το νότο, τουλάχιστο μέχρι τον Παρνασσό (Κράνης 1999).

Επιπλέον, το Λιαπατορέμμα, παρά το γεγονός ότι είναι στο σύνολό του ένα ποτάμιο σύστημα που εκβαθύνει τις κοίτες του και με έντονη διαβρωτική ικανότητα, παρουσιάζει το φαινομενικά παράδοξο να έχει μαιανδρικές μορφές σε ένα τμήμα της κύριας κοίτης του, από τη συμβολή του με το ρ. Μπάστα και για 3.5 km προς τα βόρεια. Σε όλο το διάστημα αυτό, παρατηρούνται καλά διατηρημένες αναβαθμίδες ενώ το ποτάμι δεν εκβαθύνει πλέον. Αντίθετα, προς τα κατάντη η μαιανδρική και κατά τόπους πεπλεγμένη μορφή του δίνει απότομα τη θέση της σε απλή ευθύγραμμη ή ελαφρά κυματοειδή μορφή και τα τριανή της κοίτης γίνονται απότομα, παρουσιάζοντας έντονη κατά βάθος διάβρωση. Το γεγονός αυτό μπορεί να αποδοθεί στο ότι το σημείο αυτό αλλαγής συμπεριφοράς του ποταμού ταυτίζεται με τη διέλευση ενός από τα δύο κύρια ρήγματα της Ρ.Ζ. Μώλου (ρ. Τρίκορφου), η οποία αποτελεί και το τεκτονικό Β όριο της εμφάνισης των αποθέσεων της λεκάνης, έχοντας δημιουργήσει ένα ασύμμετρο κέρασ, με ταυτόχρονη εμφάνιση των αλκιών ανθρακικών του υποβάθρου, 1 km δυτικά της κοίτης του Λιαπατορέμματος (στον άξονά του όμως το ποτάμι διαβρώνει ακόμη μεταλλικούς σχηματισμούς). Στην προκειμένη περίπτωση λοιπόν η ΡΖΜΩ έχει δημιουργήσει ένα «φράγμα» το οποίο καλείται να διασπάσει το Λιαπατορέμμα, κάτι το οποίο επιτυγχάνει μόνο σποραδικά, όταν αυξημένα κατακρημνίσματα τροφοδοτήσουν το ποτάμι αρκετά ώστε να μπορεί να υπερχείλσει το «φράγμα».

Έγινε αναφορά πρωτίτερα στο τεκτονικό κέρασ του Αγ. Χαραλάμπου, το οποίο οριοθετείται από τα ΝΑ από τη ΡΖΛΠ, ενώ από τα ΒΔ από την παράλληλη της ΡΖΠΟ, η παρουσία της οποίας είχε πρωτοεπισημανθεί από τον Philip (1974). Με άλλα λόγια, υφίσταται στο κέντρο της λεκάνης ένα τεκτονικό κέρασ, το οποίο φιλοξενεί μάλιστα οριζοντιολογημένες ρηξιγενείς ζώνες, που έχουν δημιουργήσει χαρακτηριστικά αρνητικά ανθοειδή (flower structures) όπως η μικρή ρ.ζ. Αγ. Χαραλάμπου (Κράνης, 1999). Ο προσδιορισμός των ορίων του κέρατος αυτού, καθώς και σε κάποιο βαθμό ο έλεγχος της συμπεριφοράς τους έγινε και με τη μελέτη του υδρογραφικού δικτύου.

Κάτι επίσης που θα πρέπει να τονιστεί είναι η γωνία που σχηματίζουν οι ρηξιγενείς ζώνες που εντοπίζονται εντός του κέρατος του Αγ. Χαραλάμπου με τις ΡΖΛΠ και ΡΖΠΟ, και η οποία μειώνεται προς ΒΑ. Συγκεκριμένα, η ΡΖΑΧ σχηματίζει γωνία 40° ως προς τη ΡΖΠΟ, ενώ η δυτικότερη, που εντοπίζεται ΒΑ της Μενδενίτσας, είναι εγκάρσια στις ΡΖΠΟ και ΡΖΛΠ. Θεωρώντας ότι οι δύο τελευταίες, εκτός από την κατακόρυφη, έχουν και οριζόντια συνιστώσα ολίσθησης, βλέπουμε τα τεμάχια εντός του «κέρατος» έχουν περιστραφεί (ή μάλλον έχουν υποστεί διαπεριστροφή). Η συνολική γωνία περιστροφής αυξάνεται προς τα ΒΑ. Ο λόγος είναι ότι πιθανότατα η κίνηση προς τα ΝΔ παρεμποδίζεται από τις ΡΖΜΘ και ΡΖΚ, οι οποίες λόγω του προσανατολισμού και της σχέσης τους με τις προαναφερθείσες ρηξιγενείς ζώνες, δε συντηρούν την κίνηση, αποτελώντας έτσι ένα σχετικά σταθερό όριο. Αντίθετα, προς τα ΒΑ, όπου η κίνηση γίνεται πιο ελεύθερα, η συνολική γωνία αυξάνεται. Ένα ανάλογο αυτής της κινηματικής είναι αυτό της «ολίσθησης ραφίου βιβλιοθήκης» (book-shelf sliding) (Davis & Reynolds, 1996).

Για να αποκτήσουν φυσική σημασία οι ανωτέρω παρατηρήσεις και η απόπειρα ερμηνείας του κεντρικού τομέα της δυτικής υπολεκάνης, θα πρέπει αυτή να ενταχθεί σε ένα γενικότερο καθεστώς, και το οποίο θα υπαγορεύεται από την κινηματική των δομών μεγαλύτερης τάξης. Εξετάζοντας λοιπόν τη διάταξη των περιθω-

ρίων της δυτικής υπολεκάνης, αλλά και τη γεωμετρία του τεκτονικού της ισογύ, φαίνονται τα εξής:

Η δυτική υπολεκάνη έχει σχήμα ρομβόεδρου, με περιθώρια που έχουν ήδη αναφερθεί. Το χαρακτηριστικό αυτού του ρομβόεδρου είναι ότι η μία του «πλευρά» (το νότιο περιθώριο) αποτελείται από μια πλαγιόκωνική ρηξιγενή ζώνη (PZK), ενώ η «απέναντι» (το βορειοανατολικό περιθώριο) ταυτίζεται με τις PZKTA και PZAΘ. Θα μπορούσαμε δηλαδή να φανταστούμε την αρχική διάταξη της δυτικής υπολεκάνης ως ένα λίγο-πολύ ορθογώνιο παραλληλόγραμμο, το οποίο έχει παραμορφωθεί λόγω κίνησης στα δύο «αντικριστά» του περιθώρια, και έχει γίνει ρομβόεδρο. Αυτό το μοντέλο παραμόρφωσης πρότειναν οι Mariolakis *et al.* (1991) για τη λεγόμενη παραμόρφωση στρέψης (torsional deformation) και το οποίο έρχεται να εξηγήσει ικανοποιητικά την τωρινή διάταξη των ρηξιγενών ζωνών της δυτικής υπολεκάνης (Εικ. 3). Το μοντέλο παραμόρφωσης των ανωτέρω ερευνητών ταιριάζει σε πολλά σημεία με την υφιστάμενη κατάσταση της δυτικής υπολεκάνης, με κυριότερα σημεία επαφής την ανάπτυξη μεγάλων ρηγμάτων (κυρίως) κανονικού χαρακτήρα, εγκάρσια στον άξονα μέγιστης έκτασης, ο οποίος στην προκειμένη περίπτωση έχει προσανατολισμό ΒΔ-ΝΑ έως ΔΒΔ-ΑΝΑ και τη δημιουργία οριζοντιολισθητικών ρηξιγενών ζωνών υποπαράλληλα με τα όρια της διατμητικής ζώνης (όπως η PZAX), των οποίων μάλιστα η φορά διάτμησης είναι αντίθετη από αυτή τη συνολική.

Ωστόσο, η παρουσία οριζόντιας συνιστώσας ολίσθησης οδηγεί σε περιπλοκή, διότι πλέον η συνολική παραμόρφωση είναι «τριδιάστατη». Το γεγονός αυτό δυσχεραίνει την απόλυτη ταύτιση του τύπου παραμόρφωσης της δυτικής υπολεκάνης με κάποιο από τα προταθέντα έως τώρα μοντέλα. Στη βιβλιογραφία υπάρχουν λίγες αναφορές σε περιπτώσεις όπου η συνολική παραμόρφωση οφείλεται σε συνδυασμό οριζόντιας και κατακόρυφης συνιστώσας μετατόπισης (πχ. Tronn & Brun, 1991, Richard *et al.*, 1995) ωστόσο αυτές έχουν περιοριστεί σε καταγραφή των παρατηρήσεων, χωρίς να επεκταθούν στη δυναμική της παραμόρφωσης.

Συνολικά λοιπόν γίνεται φανερό ότι η ευαισθησία του υδρογραφικού δικτύου στις μεταβολές που προκαλούνται από τεκτονικούς παράγοντες αποτελεί ικανό δείκτη, ο οποίος σε συνδυασμό με νεοτεκτονικά δεδομένα είναι σε θέση να διαλευκάνει τον τεκτονικό χαρακτήρα μιας περιοχής. Φαινόμενα όπως η πειρατείες κλάδων και η αντίθετης φοράς συμβολή τους είναι πολύ συχνά αποτέλεσμα τεκτονικής δράσης, ενώ η διευθέτηση κλάδων, η μορφή του υδρογραφικού δικτύου και η κατά βάθος διάβρωση μπορούν να χρησιμεύσουν κατά περίπτωση και στον προσδιορισμό του κινηματικού χαρακτήρα ρηξιγενών δομών.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Ευχαριστούμε την Δρ. Θ. Ροντογιάννη και έναν ανώνυμο κριτή για τις εποικοδομητικές παρατηρήσεις τους κατά την κρίση του κειμένου.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- DAVIS, G.H. and S.J. REYNOLDS, 1996. *Structural geology of rocks and regions*, J. Wiley and Sons Inc., 776 p., New York
- HOWARD, A.D., 1967. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 51, 2246-59
- KΡΑΝΗΣ, Χ., 1999. Νεοτεκτονική Δραστηριότητα Ρηξιγενών Ζωνών Κεντροανατολικής Στερεάς Ελλάδας (Λοκρίδα). Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών, Αθήνα, 234 σ.
- MARIOLAKOS, I., FOUNTOULIS, I., LOGOS, E., LOZIOS, S., 1991. Methods to study torsional neotectonic deformation. The case of Kalamata area SW Peloponnesus, Greece. In Ch. Qingxuan (ed.) *Proc. Regional Crustal Stability and Geological Hazards, IGCP project 250*, 3, 15-21, *Inst. Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences CAGS*, Beijing.
- PHILIP, H., 1974. *Etude néotectonique des rivages égéens en Locride et Eubée nord-occidentale (Grèce)*, Thèse doc. sp., Acad. de Montpellier, 86 p.
- RICHARD, P.D, M.A. NAYLOR, and A. KOOPMAN, 1995. Experimental models of strike-slip tectonics, *Petroleum Geoscience*, 1, 71-80.
- TRON, V., and J. BRUN, 1991. Experiments on oblique rifting in brittle-ductile systems. *Tectonophysics*, 188, 71-84.

ΜΟΡΦΟΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΟΥ ΟΡΟΥΣ ΠΑΡΝΗΘΑ ΑΤΤΙΚΗΣ*

Η. ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ¹, Ι. ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ¹, Χ. ΣΙΔΕΡΗΣ¹, Θ. ΧΑΤΟΥΠΗΣ¹

ΣΥΝΟΨΗ

Η μορφονεοτεκτονική μελέτη της Πάρνηθας δίνεται από τις επιφάνειες επιπέδωσης των ανθρακικών της ανωκρητιδικής επίκλυσης, και των νεογενών λιμναίων ιζημάτων, οι οποίες παρουσιάζουν τα μεγαλύτερα απόλυτα υψόμετρα στη κεντροδυτική περιοχή του όρους, όπου και ο επιφανειακός υδροκρήτης Βοιωτικού Ασωπού και Γιαννούλα – Σαρανταπόταμου, με σταδιακή μείωση βόρεια προς τα ΒΒΔ και νότια προς νότο. Στην πρώτη εντύπωση μιας μεγα-αντικλινικής δομής ήρθε να προστεθεί αρχικά ο τεκτονικός ιστός των πλαστικών δομών των ιζημάτων της επίκλυσης, με τις ισοκλινείς και κλειστές πτυχές με διεύθυνση αξόνων Β-Ν έως ΒΑ-ΝΔ να βυθίζονται βόρεια της κεντρικής περιοχής (Σταυρός – Βουνό Φυλής) προς βορρά και νότια προς νότο, επηρεασμένες από μια νεότερη φάση με ανοιχτές πτυχές ΔΒΔ-ΑΝΑ. Η κατασκευή στη συνέχεια του υπεδαφικού χάρτη της Άνω Κρητιδικής επίκλυσης (ασυμφωνίας που λειτουργεί ως κατεξοχήν επιφάνεια τεκτονικής αποκόλλησης), τεκμηρίωσε την παρουσία της μεταλπικής μεγα-αντικλινικής δομής διεύθυνσης ΔΒΔ-ΑΝΑ, η οποία σε συνδυασμό με τις επιμέρους περιστροφές των μικροτεμαχίων γύρω από οριζόντιο άξονα παράλληλης διεύθυνσης (MARIOLAKOS, I., FOUNTOULIS, I. 2000), πιστοποιεί τη σύνθετη ενεργή νεοτεκτονική δομή της Πάρνηθας.

ABSTRACT

The morphoneotectonic study of the Parnis' mountain showed that the higher planation surfaces lay at the central area of the eastern Parnis, while the rest of them lay lower towards the north, south and west, giving the impression of a mega-anticlinal structure, in accordance to the east-west trending water divide of the mountain. In addition, the open folds of the L. Cretaceous carbonates with axes trending E-W, appear to have folded the older isoclinal or closed folds whose axes plunge northwards or southwards respectively. The contour-map of the contact between the L. Cretaceous carbonates and the underlying formations (originally an unconformity, but now only observed as a thrust surface) reveals that this contact is curved in a mega-anticline shape, with an axis trending approximately E-W, and plunging westwards. Thus, we conclude that Parnis Mt. is a complicated morphoneotectonic structure due to a long term active brittle-ductile deformation, expressed as a mega-anticline of an E-W axis with active fault zones with respective strike.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: νεοτεκτονική, μορφονεοτεκτονική, Πάρνηθα, υπεδαφικός χάρτης, ρηξιτεμάχη, περιστροφή, ανωκρητιδική επίκλυση, πλαστική, παραμόρφωση

KEY WORDS: neotectonic, morphoneotectonic, Parnis, strike contour map, fault-blocks, rotation, Late Cretaceous transgression, ductile deformation

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

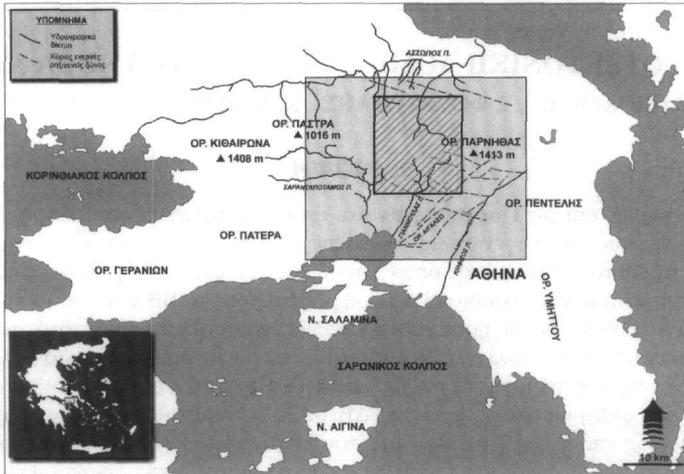
Ο Κιθαιρώνας, η Πάστρα και η Πάρνηθα αποτελούν μια ιδιόμορφη μορφοτεκτονική δομή στο χώρο της Αττικο-Βοιωτίας. Στα πλαίσια της κατανόησης αυτής της σύνθετης μορφοτεκτονικής δομής μελετήθηκε η Πάρνηθα. Αφορμή του προβληματισμού για την κατανόηση της παραμόρφωσης της Πάρνηθας κατά τη νεοτεκτονική περίοδο ήταν η ζωνώδης ανάπτυξη των ιζημάτων της ανωκρητιδικής επίκλυσης σε διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ πάνω στον ορεινό όγκο.

Η περιοχή μελέτης εντοπίζεται στο χώρο της δυτικής Πάρνηθας μεταξύ των περιθωριακών ζωνών του Θριάσιου πεδίου νότια, του Αυλώνα βόρεια, της κορυφής της Πάρνηθας ανατολικά και της πόλγης των Σκούρων δυτικά. Κύριο μορφολογικό χαρακτηριστικό αποτελεί ο επιφανειακός υδροκρήτης διεύθυνσης Α-Δ που ξεκινά ανατολικά από τη θέση Κορυφή (1413 m) και καταλήγει, μέσω της λοφοσειράς Μουγγουλιός-Σταυρός-

* THE MORPHONEOTECTONIC STRUCTURE OF PARNIS MT. (ATTICA, GREECE)

1. University of Athens, Faculty of Geology, Department of Dynamic Tectonic Applied Geology, Panepistimiopolis Zografou, 15784, Athens Greece, fountoulis@geol.uoa.gr

Πάστρα (1016 m), στο όρος Κιθαιρώνα (1408 m) δυτικά, οριοθετώντας τα επιφανειακά νερά προς το Νότιο Ευβοϊκό (Βοιωτικός Ασωπός) και Σαρωνικό κόλπο (Σαρανταπόταμος – Γιαννούλας) αντίστοιχα (Εικ. 1).



Εικ.1: Η στενή και η ευρύτερη περιοχή της έρευνας.
Fig.1: Location map of the study area.

Προκειμένου να κατανοηθεί η μορφοτεκτονική δομή και εξέλιξη της Πάρνηθας κατά τη νεοτεκτονική περίοδο, μελετήθηκαν οι επιφάνειες επιπέδωσης, το υδρογραφικό δίκτυο και η παραμόρφωση του αλπικού τεκτονικού ιστού.

Η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε στηρίχθηκε : α) στη χαρτογράφηση και μελέτη του υδρογραφικού δικτύου, στον εντοπισμό περιοχών έντονης κατά βάθος διάβρωσης, στη γεωγραφική κατανομή των επιφανειών επιπέδωσης καθώς και των μορφολογικών ασυνεχειών με βάση τους τοπογραφικούς χάρτες της ΓΥΣ κλίμακα 1:50.000, β) στην καταγραφή των δευτερογενών τεκτονικών και πρωτογενών δομών στην ύπαιθρο, όπως στοιχεία αξόνων πτυχών, ρηγμάτων και στρώσεις νεογενών ιζημάτων και γ) στην κατασκευή του τετακτονικού χάρτη της επαφής της Άνω Κρητιδικής επίκλισης με το υπόβαθρο σε κλίμακα 1:50.000

2. ΛΙΘΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ – ΑΛΠΙΚΗ ΔΟΜΗ

Η περιοχή μελέτης δομείται ως επί το πλείστον από αλπικούς σχηματισμούς που εντάσσονται στην ενότητα της Ανατολικής Ελλάδας - Υποπελαγονικής, ενώ απαντούν ακόμη μικρές εμφανίσεις λιμναίων νεογενών ιζημάτων καθώς και χερσαία τεταρτογενή ιζήματα (KATSIKATSOS G. et al. 1986, LEPSIUS R. 1893, DOUNAS A. 1971) (Εικ. 2).

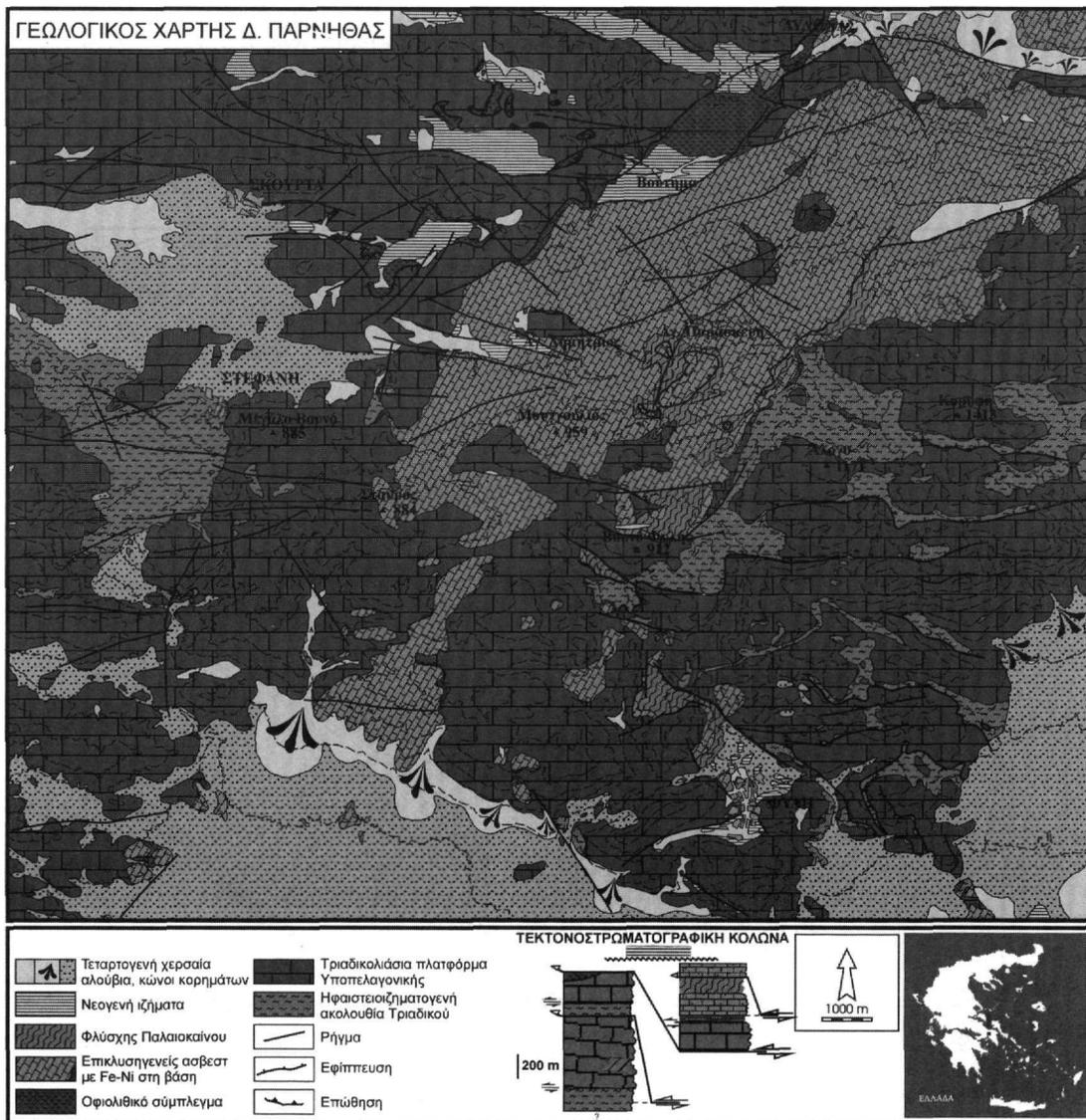
Οι αλπικοί σχηματισμοί της περιοχής είναι, από τους αρχαιότερους προς τους νεότερους:

- Το ηφαιστειοϊζηματογενές σύμπλεγμα με ηλικία Κατώτερο - Μέσο Τριαδικό, που αποτελεί τη βάση της κολώνας της Υποπελαγονικής, δηλαδή τον αρχαιότερο σχηματισμό της Πάρνηθας. Περιλαμβάνει πηλίτες, ψαμμίτες και ηφαιστίτες (κερατοφύρες) καθώς και ολισθόλιθους μαύρων περιμικών ασβεστόλιθων (ΣΙΔΕΡΗΣ Χ. 1986).
- Ο παχύς νηριτικός ανθρακικός σχηματισμός με ηλικία Κάρνιο έως Μέσο Ιουραϊκό, που υπέρκειται του συμπλέγματος με όριο τεκτονικής αποκόλλησης. Στη βάση του απαντούν ροδιζόντες ασβεστόλιθοι που εξελίσσονται σε ανοικτόχρωμους παχυστρωματώδεις και κατά θέσεις λατυποπαγείς.
- Πετρώματα του οφιολιθικού συμπλέγματος, με έντονο βαθμό εξαλλοίωσης (σερπεντινίωση) των υπερβασικών πετρωμάτων.
- Οι επικλυσιγενείς ανωκρητιδικοί ασβεστόλιθοι της Ανατολικής Ελλάδας, μαργαίκοι στη βάση σκουρόχρωμοι ρουδιτοφόροι στη συνέχεια με μεταβατικά προς το φλύσχη στα κορυφαία. Η βάση της επίκλισης χαρακτηρίζεται κατά θέσεις από την παρουσία εμφανίσεων σιδηρονικελούχων μεταλλευμάτων.
- Ο Παλαιοκαινικός φλύσχη, που ολοκληρώνει τον αλπικό κύκλο ιζηματογένεσης.

Οι μεταλλικοί σχηματισμοί αποτελούνται από:

- Τα λιμναία ιζήματα του Άνω Μειόκαινου – Πλειόκαινου (FREYBERG, B. V. 1951, ΜΕΤΤΟΣ, Α. 1992), με εναλλαγές αργιλικών μαργών – ψαμμιτών και κροκαλοπαγών στην οροφή. Εντοπίζονται σε λεκάνες με διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ και σε υψόμετρο που φτάνει τα 600 μέτρα (Άγιος Δημήτριος Σκούρτων).
- Τα χερσαία ως επί το πλείστον αδρομερή τεταρτογενή ιζήματα, που συνίστανται κυρίως από ποτάμιες αποθέσεις και κώνους κορημάτων, με αποκλειστική τροφοδοσία υλικού από τα αμεταμόρφωτα πετρώματα της Πάρνηθας.

Η σύνθετη δομή των αλκικών σχηματισμών έγινε σε δύο κύκλους: τον παλαιοαλπικό (Αν. Ιουρασικό – Κάτω Κρητιδικό) και τον αλπικό (Ηώκαινο). Και στους δύο κύκλους παρατηρούνται λεπιώσεις και πτυχώσεις. Η σημερινή γεωμετρία των λεπών του κλαστικού Τριαδικού (σχεδόν ευθεία γραμμή σε διεύθυνση Α-Δ), αντιστοιχεί σε δομές με μεγάλη κλίση, που έχουν πιθανόν επαναδραστηριοποιηθεί ως κανονικά ρήγματα.



Εικ. 2: Γεωλογικός Χάρτης Δ. Πάρνηθας (από ΙΓΜΕ με συμπληρώσεις).
Fig. 2: Geological map of W. Parnis (from IGME with modifications).

3. ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ

Από τα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά, μελετήθηκαν το υδρογραφικό δίκτυο, η κατά βάθος διάβρωση και οι επιφάνειες επιπέδωσης που έχουν δημιουργηθεί στους ανωκρητιδικούς ασβεστόλιθους και τα νεογενή ιζήματα (Εικ. 3).

Το υδρογραφικό δίκτυο της ευρύτερης περιοχής αποτελείται από τον Σαρανταπόταμο δυτικά, τον Γιαννούλα νότια, τον Βοιωτικό Ασωπό βόρεια με την κλειστή καρστική λεκάνη των Σκουρτών και τον Κηφισό ανατολικά. Η κατασκευή ροδογραμμάτων συχνότητας διεύθυνσης των επιμέρους κλάδων, έδωσε μια σαφή εικόνα επιρροής του υδρογραφικού δικτύου από τη νεοτεκτονική παραμόρφωση, όπως ο Σαρανταπόταμος και ο Ασωπός με κλάδους Β-Ν και Α-Δ, γεωμετρία παράλληλη και εγκάρσια στα ρήγματα της περιοχής. Ιδιαίτερη εμφανίζεται η περίπτωση του Γιαννούλα, όπου κυριαρχούν οι κλάδοι με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ έναντι των Α-Δ και Β-Ν, γεγονός που οφείλεται στην απότομη ανύψωση της Πάρνηθας στο ΒΑ τμήμα της λεκάνης.

Η έντονη κατά βάθος διάβρωση εντοπίζεται κυρίως εγκάρσια στις μεγάλες ρηξιγενείς ζώνες και συγκεκριμένα : α) νότια στην περιοχή του Θριάσιου πεδίου, από τον Γιαννούλα στα ανατολικά και τον Σαρανταπόταμο δυτικά, με διεύθυνση ροής ΒΒΑ-ΝΝΑ, β) βόρεια στους παραπόταμους του Βοιωτικού Ασωπού (Μαυρόρρεμα), στην περιοχή μεταξύ Αυλάνα - Βούτση με διεύθυνση ροής Β-Ν έως ΒΑ-ΝΔ και γ) ανατολικά στην περιοχή των Θρακομακεδόνων με διεύθυνση υδρογραφικού δικτύου ΒΔ-ΝΑ. Οι μεγάλες αυτές μορφολογικές δομές είναι αποτέλεσμα έντονων ανοδικών κινήσεων επιμέρους ρηξιτεμαχών που ελέγχονται κυρίως από τις μεγάλες περιθωριακές ρηξιγενείς ζώνες της Πάρνηθας.



Εικ. 3: Χάρτης επιφανειών επιπέδωσης και υδρογραφικού δικτύου Δ. Πάρνηθας.

Fig. 3: Map of planation surfaces and drainage network of W. Parnis.

Οι επιφάνειες επιπέδωσης που έχουν δημιουργηθεί πάνω στους ανωκρητιδικούς ασβεστόλιθους παρουσιάζουν δύο κύρια χαρακτηριστικά: α) γενική διεύθυνση ανάπτυξης ΔΒΔ-ΑΝΑ (περιοχή Αυλώνα – Άλογο) κάθετα στη διεύθυνση εμφάνισης των ανθρακικών ΒΑ-ΝΔ και β) εμφάνιση των μεγαλύτερων υψομέτρων (800 – 1000 m) κατά μήκος νοητού άξονα διεύθυνσης ΔΝΔ-ΑΒΑ που διέρχεται από τις θέσεις Σταυρός – Μουγγουλός – Αγ. Γεώργιος, με σταδιακή μείωση προς βορρά και νότο, προς τις περιοχές Βουναλάκι (300m) και Φυλή (300m) αντίστοιχα. Πρόκειται για χαρακτηριστικές μορφές που πρέπει να οφείλονται στην παραμόρφωση της προϋπάρχουσας αλκικής δομής διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ από την πρόσφατη νεοτεκτονική παραμόρφωση ΔΒΔ-ΑΝΑ.

Ανάλογη εμφανίζεται και η περίπτωση των επιφανειών επιπέδωσης των νεογενών ιζημάτων, όπως αποτυπώνεται από το απόλυτο υψόμετρο εμφάνισής τους. Τα μεγαλύτερα υψόμετρα εντοπίζονται στις θέσεις Σκούρτα και Αγ. Δημήτριος (500-600 m), κατά μήκος ευθείας ΔΒΔ-ΑΝΑ, ενώ παρατηρείται μια σταδιακή μείωση προς βορρά και νότο αντίστοιχα (δυσικά του Αυλώνα – Φυλή). Η ανάπτυξη των επιφανειών επιπέδωσης στα νεογενή, παρουσιάζει μια πιο σαφή απ' ό,τι προηγούμενα γεωμετρία, κυρίως στο βόρειο τμήμα, με ΔΒΔ-ΑΝΑ διεύθυνση ανάπτυξης, η οποία οφείλεται αποκλειστικά στην παρουσία των επιμέρους περιθωριακών ρηξιγενών ζωνών. Έχοντας λάβει υπόψη το μικρό απόλυτο υψόμετρο των νεογενών λεκανών κατά την περίοδο ιζηματογένεσης στο Άνω Μειόκαινο – Πλειόκαινο (κοντά στο επίπεδο της θάλασσας), είναι χαρακτηριστική η μεγάλη ανύψωση που παρατηρείται κατά το Τεταρτογενές στον ορεινό όγκο της Πάρνηθας, κυρίως στην περιοχή μεταξύ Αγ. Δημητρίου και Θρακομακεδόνων, που αποτελεί νοητή ευθεία εμφάνισης των μεγαλύτερων απόλυτων υψομέτρων νεογενών ιζημάτων.

4. ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ

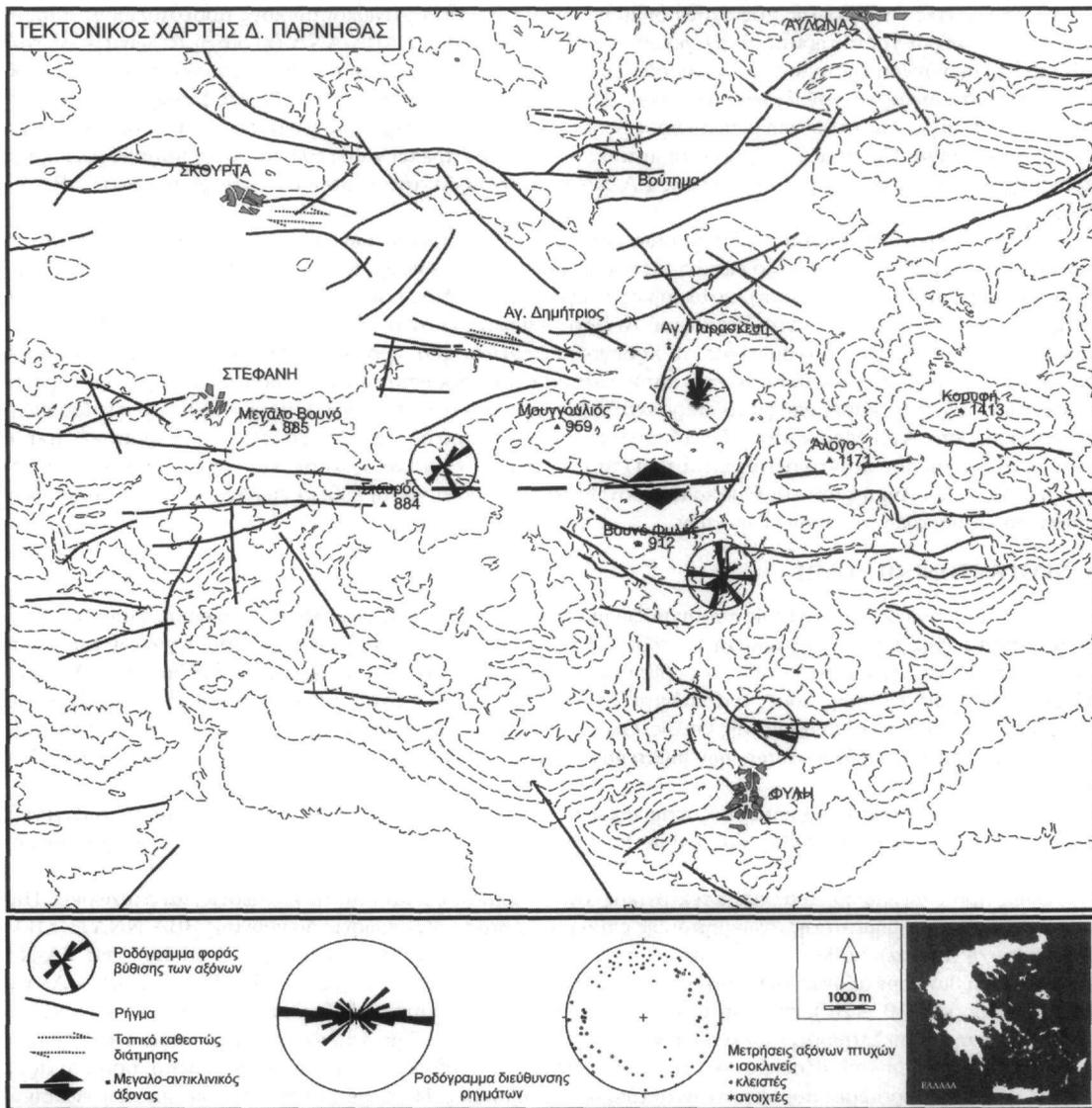
Ο ευρύτερος χώρος της Αττικής παρουσιάζει μία σύνθετη μεταλλική μορφοτεκτονική δομή, η οποία αποτελείται από τα εξής μεγάλα ρηξιτεμάχη 1^{ης} τάξης: τα τεκτονικά κέρατα της Πάρνηθας, του Αιγιάλεω, του Υμηττού και της Πεντέλης και τα τεκτονικά βυθίσματα του Θριάσιου πεδίου και του λεκανοπέδιου των Αθηνών. Μέσα σ' αυτές τις 1^{ης} τάξης δομές απαντώνται 2^{ης}, 3^{ης} κλπ. μικρότερης τάξης βυθίσματα και κέρατα όπως για παράδειγμα το τεκτονικό βύθισμα της Φυλής. Ολόκληρη η περιοχή επομένως είναι κατακερματισμένη σε πολλά ρηξιτεμάχη. Η γεωμετρία αυτών των ρηξιτεμαχών είναι σύνθετη με επικρατούσες διευθύνσεις ΔΒΔ-ΑΝΑ και ΒΑ-ΝΔ.

Το σύνθετο νεοτεκτονικό καθεστώς επηρεάζει το σύνολο του παραπάνω αλκικού ιστού με τις ρηξιγενείς ζώνες πρώτης και δεύτερης τάξης, όσο και με τις πλαστικές δομές που εντοπίζονται στη μέσο- και μακροσκοπική κλίμακα.

Όπως προαναφέρθηκε, ο αλκικός τεκτονικός ιστός χαρακτηρίζεται από τις λεπιώσεις και πτυχώσεις. Πιο συγκεκριμένα, στα ιζήματα της ανωκρητιδικής επίκλυσης απαντούν λεπιώσεις διεύθυνσης ΒΒΑ-ΝΝΔ έως ΒΑ-ΝΔ (περιοχή Ίσωμα), καθώς και κλειστές έως πολύ κλειστές πτυχές με διεύθυνση αξόνων Β-Ν έως ΒΑ-ΝΔ (Εικ. 4). Η βύθιση των αξόνων των πτυχών αυτών βόρεια της κορυφογραμμής Σταυρός – Βουνό Φυλής – Άλογο είναι προς βορρά (10° – 20°), ενώ νότια αυτής προς νότο. Η νοητή αυτή ευθεία ταυτίζεται με τον επιφανειακό υδροκρίτη στην θέση Σταυρός, ενώ κινούμενη ανατολικά βρίζεται 2 με 3 χιλιόμετρα νοτιότερα. Οι μετρήσεις των κλειστών πτυχών στις θέσεις αυτές χαρακτηρίζεται από βυθίσεις αξόνων τόσο προς νότο, όσο και προς βορρά, με τιμές μικρότερες που κυμαίνονται από 0 έως 10 μοίρες. Η γεωμετρία των αξόνων και των εφιπτεύσεων στα ιζήματα της ανωκρητιδικής επίκλυσης είναι παρόμοια με την κατανομή των επιφανειών επιπέδωσης που αναπτύσσονται πάνω σε αυτά. Φαίνεται δηλαδή ότι αλκικός τεκτονικός ιστός έχει παραμορφωθεί μεταγενέστερα (νεοτεκτονική περίοδο) ώστε να προκληθεί αυτή η διαφοροποίηση στη βύθιση των αξόνων των πτυχών.

Θραυσιγενείς δομές πρώτης τάξης που οριοθετούν προς βορρά και προς νότο αντίστοιχα τον ορεινό όγκο της Πάρνηθας, αποτελούν οι ρηξιγενείς ζώνες α) **νότια στην περιοχή του Θριάσιου πεδίου**, απ' όπου και ο σεισμός της Αθήνας στις 7/9/1999 και β) **ΒΑ στη περιοχή του Αυλώνα**. Πρόκειται για ενεργές τεκτονικές δομές με χαρακτηριστική μορφολογική ασυνέχεια, Τεταρτογενείς κώνους κορημάτων και εγκάρσια έντονη κατά βάθος διάβρωση. Παρουσιάζουν την ίδια γεωμετρία ΔΒΔ-ΑΝΑ, με χαρακτηριστική κλιμακωτή (en-echelon) διάταξη και δεύτερης τάξης δομές διεύθυνσης Α-Δ.

Ανάλογες διεύθυνσης τεκτονικές δομές μικρότερης τάξης εντοπίζονται και στο εσωτερικό της Δυτικής Πάρνηθας (Εικ. 4), δημιουργώντας διαδοχικά μικρά τεκτονικά κέρατα και λεκάνες, στην πλειοψηφία των οποίων εντοπίζονται τα λιμναία νεογενή ιζήματα, αλλά και οι κύριες καρστικές δομές (πόλγη Σκούρτων – Στεφάνης).

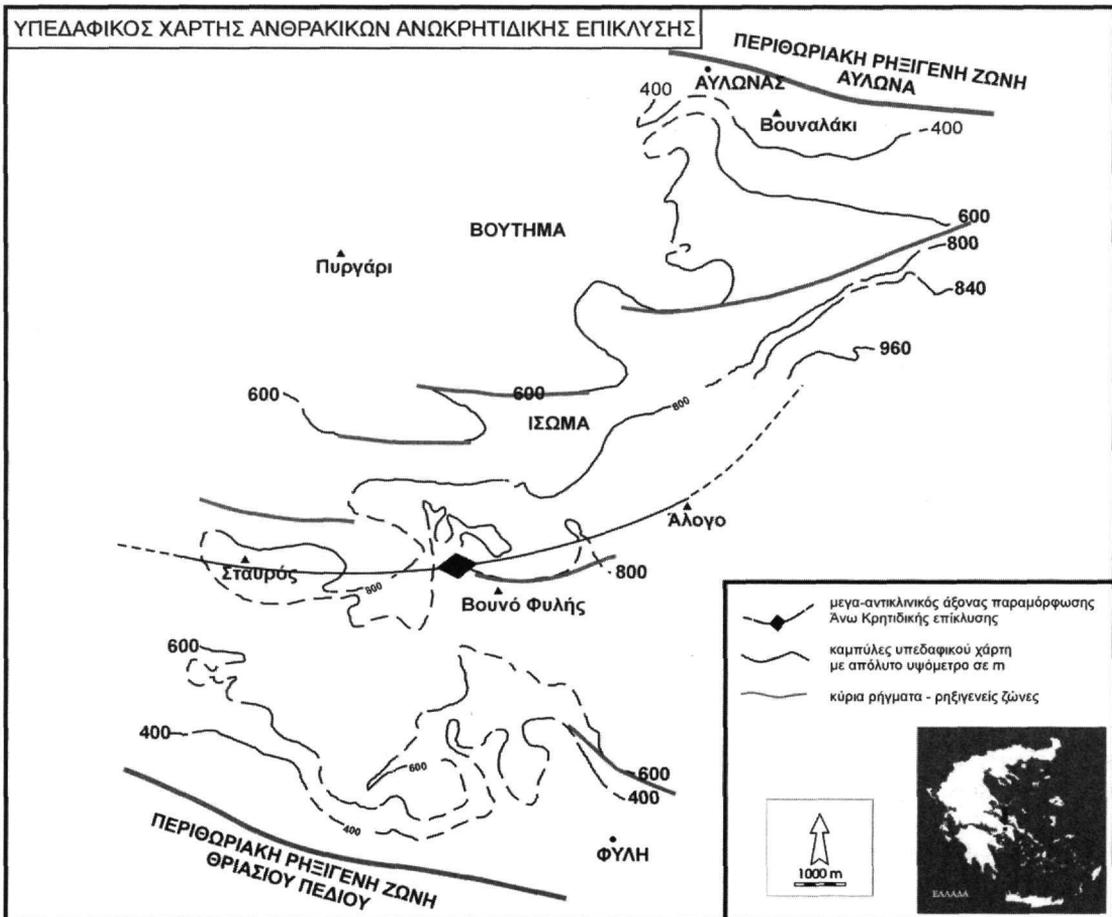


Εικ. 4: Τεκτονικός Χάρτης Δ. Πάρνηθας.

Fig. 4: Tectonic map of W. Parniss.

Πλαστικού τύπου νεοτεκτονικές δομές εντοπίστηκαν στα νεογενή ιζήματα μεταλλικών αποθέσεων σε μακροσκοπική κλίμακα. Τυπικό παράδειγμα αποτελεί η λεκάνη που εκτείνεται ένα χιλιόμετρο ανατολικά των Σκούρτων, όπου μετρήσεις στις κλίσεις των στρώσεων στο νότιο και βόρειο περιθώριο έδωσαν μια σαφή συγκλιτική μεγαδομή με άξονα ΑΝΑ-ΔΒΑ και ελαφριά βύθιση προς τα ανατολικά, ενώ ίδιας διεύθυνσης ανοιχτές πτυχές μεσοσκοπικής κλίμακας, εντοπίστηκαν και στα ανωκρητιδικά ανθρακικά ιζήματα της επίκλυσης στις περιοχές Μουγγουλιός και Ίσωμα (ΧΑΤΟΥΠΗΣ θ. 1999).

Προκειμένου να κατανοηθεί η πάρελξη των αξόνων των πτυχών που απαντούν στους σχηματισμούς της ανωκρητιδικής επίκλυσης κατασκευάστηκε ο υπεδαιφικός τεκτονικός χάρτης της επαφής των ανωκρητιδικών ασβεστόλιθων που σημειωτέον σχεδόν παντού απαντάται ως τεκτονική επαφή με τα υποκείμενα αλπικά ιζήματα της Υποπελαγονικής. Το μεγαλύτερο υψόμετρο (800m) κατά μήκος της ευθείας Σταυρός - Βουνό Φυλίας - Άλογο και η σταδιακή μείωση που παρουσιάζει προς βορρά και νότο αντίστοιχα, δίνει μια σαφή μεγα-αντικλιτική πλαστικο-θραυστιγενής δομή, με άξονα διεύθυνσης Α-Δ έως ΝΔ-ΒΑ στο δυτικό τμήμα του χάρτη (Εικ. 5).



Εικ. 5: Υπεδαφικός Χάρτης της επαφής των ανωκρητιδικών ασβεστόλιθων (τεκτο-νική αποκόλληση) με τα υποκείμενα αλπικά ιζήματα της Υποπελαγονικής.

Fig. 5: Strike contour map of the contact of the Cretaceous slope with the substratum deposits of Hypopelagonian geological unit.

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η εξέταση των μορφοτεκτονικών χαρακτηριστικών, των τεκτονικών στοιχείων, αλλά και των θέσεων εμφάνισης του γεωλογικού υποβάθρου, δείχνει ότι ο χώρος της Πάρνηθας αποτελεί μια σύνθετη και παράλληλα ενεργή νεοτεκτονική δομή.

Αυτή η σύνθετη δομή έχει προκύψει από διεργασίες παραμόρφωσης, οι οποίες μπορεί να διακριθούν σε τρεις βασικές κύκλους:

Τον **παλαιοαλπικό** (Άνω Ιουρασικό – Κάτω Κρητιδικό) με επιρροές διεύθυνσης Α-Δ (επιρροές του ηφαιστειοϊζηματογενούς συμπλέγματος πάνω στα ιζήματα της Τριαδικολιάσιας πλατφόρμας), τον **αλπικό** (Ηώκαινο – Ολιγόκαινο) με διεύθυνση αξόνων πτυχών Β-Ν έως ΒΑ-ΝΔ και το **νεοτεκτονικό** που δημιουργήσε θραυσιγενείς και πλαστικές δομές διεύθυνσης ΔΒΔ-ΑΝΑ, ενεργές μέχρι σήμερα.

Η **πλαστική παραμόρφωση** της Πάρνηθας κατά τη νεοτεκτονική περίοδο αποδεικνύεται από τη μορφή των παρατάξεων του υπεδafικού χάρτη της επαφής των ανωκρητιδικών ανθρακικών πετρωμάτων με το υπόβαθρο, από την πάρελξη των αξόνων των πτυχών που παρατηρούνται στα ανωκρητιδικά ανθρακικά καθώς και από τη γεωγραφική κατανομή των επιφανειών επιπέδωσης. Αυτή η πλαστική παραμόρφωση έχει επηρεάσει και τα μεταλλικά ιζήματα όπως διαπιστώθηκε στη λεκάνη που εκτείνεται ένα χιλιόμετρο ανατολικά των Σκουρτών.

Η **θραυσιγενής παραμόρφωση** είναι έντονη και ενεργή δημιουργώντας θραυσιγενείς δομές 1^{ης}, 2^{ης} κλπ. τάξης, οι οποίες οριοθετούνται μεταξύ τους με ρηξιγενείς ζώνες. Ορισμένες από αυτές επαναδραστηριοποιή-

θηκαν κατά τη σεισμική διέγερση της 7-9-99 (MARIOLAKOS I. & FOUNTOULIS I. 2000, MARIOLAKOS I. et al. 2000).

Σχετικά με το ενεργό κινηματικό καθεστώς έχουμε να παρατηρήσουμε τα ακόλουθα:

Η Πάρνηθα ανυψώνεται σε σχέση με το λεκανοπέδιο των Αθηνών, το Θριάσιο πεδίο και τον Ευβοϊκό κόλπο γενικότερα. Η ανύψωση αυτή δεν είναι ομοιόμορφη σε όλη την Πάρνηθα αλλά παρατηρούνται διαφοροποιήσεις τόσο μεταξύ των επιμέρους ρηξιτεμαχών που τη συνιστούν όσο και στο σύνολό της.

Σημαντική ανύψωση του ορεινού όγκου της Πάρνηθας, που αποτελεί ένα 1^{ης} τάξης νεοτεκτονικό κέρασ, γίνεται τα τελευταία 1,8 εκ. χρόνια περίπου, γεγονός που πιστοποιείται από την έντονη κατά βάθος διάβρωση στα περιθώρια, αλλά και από το απόλυτο υψόμετρο εμφάνισης των νεογενών, το οποίο φτάνει τα 600 μέτρα (περιοχές Αγ. Δημήτριος και Θρακομακεδόνες) και τα 400 μέτρα στην περιοχή της Φυλής.

Τα 2^{ης} τάξης τεκτονικά ρηξιτεμάχια ΔΒΑ-ΑΝΑ μέσης διεύθυνσης, καθορίζουν τη μορφή του υδρογραφικού δικτύου, τις θέσεις της κατά βάθος διάβρωσης και των κύριων καρστικών δομών, αλλά και τα απόλυτα υψόμετρα των επιφανειών επιπέδωσης των ανθρακικών της ανωκρητιδικής επίκλισης, δηλώνοντας μια σαφή επίδραση της νεοτεκτονικής παραμόρφωσης στις μορφογενετικές διαδικασίες. Συγκεκριμένα εντοπίζονται **στρέψεις μικροτεμαχών** γύρω από οριζόντιο άξονα **διεύθυνσης ΔΒΑ-ΑΝΑ** τόσο στο νότιο περιθώριο (Θριάσιο) προς βορρά, όσο και στο βόρειο (Αυλώνας) προς νότο. Τέτοιες περιστροφές έχουν αναφερθεί και σε μικρότερες κλίμακας νεοτεκτονικές δομές στην περιοχή του Αυλώνα (MARIOLAKOS I. et al. 1997, ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ Η. & ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ Δ. 1981, FREYBERG B. V. 1973).

Η Πάρνηθα κατά τη νεοτεκτονική περίοδο, είναι σαφές ότι δεν αποτελεί μια απλή μορφή νεοτεκτονικού κέρατος διεύθυνσης Α-Δ. Πρόκειται για μια πιο σύνθετη περίπτωση η οποία δεν πρέπει να εξεταστεί μονομερώς αλλά σε συνδυασμό με τις δομές του ευρύτερου χώρου.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- DOUNAS, A. (1971): *The Geology of the area between Megara and Erythrai village (Attica)*. Geological and geophysical Research, IGME, Publ. No 2, t. 15, Athens.
- FREYBERG, B. V. (1951): *Das Neogen-Gebiet nordwestlich Athen*. Ann. Geol. Pays Hellen. III, 65-86, Athens.
- FREYBERG, B. V. (1973): *Geologie des Isthmus von Korinth*. Erlanger Geol. Abh., 95, 183 s., Erlangen.
- KATSIKATSOS, G., METTOS, A., VIDAKIS, M. & DOUNAS, A. (1986): *Geological Map of Greece in scale 1:50.000, "Athina-Elefsis" sheet*. I.G.M.E. Publ., Athens.
- LEPSIUS, R. (1893): *Geologie von Attica*. Zeitschr. F. prakt. Geol., 4, 196 S., Karte 1/25.000, Berlin.
- ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ Η, ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ Δ. (1981): *The neogene basins of the Aegean Arc from the paleogeographic and geodynamic point of view*. Αθήνα.
- MARIOLAKOS, I., FOUNTOULIS, I. (2000): *The Athens earthquake September 7, 1999: The neotectonic regime of the affected area*. Ann. Geol. d. Pays Hell., 38, Fasc. B, pp. 165-174, ISSN: 1105-0004.
- MARIOLAKOS, I., FOUNTOULIS, I. LOGOS, E. (1997): *The crucial role of the neotectonic deformation at the landfill site selection. The case study of Avlona (Attiki, Greece)*. Proc. Int. Symp. Engin. Geology and Environment (Ed. Marinos, Tsiambaos, Stournaras) IAEG, v. 2, 2007-2010, Balkema, Rotterdam.
- MARIOLAKOS, I., FOUNTOULIS, I., MARIOLAKOS, D., ANDREADAKIS, EM., GEORGAKOPOULOS, A. (2000): *Geodynamic Phenomena observed during the Athens earthquake (Ms=5.9) 7-9-1999*. Ann. Geol. d. Pays Hell., 38, Fasc. B, pp. 175-186, ISSN: 1105-0004.
- METTOS, A. (1992): *Geological and Palaeogeographic study of the neogene and quaternary continental formations of NE Attiki and SE Boeotia*. PhD Thesis Dept. of Geology Unv. of Athens (in greek).
- ΣΙΔΕΡΗΣ, Χ. (1986): *Συμβολή στη γνώση της γεωδυναμικής εξέλιξης κατά το Πέριμο - Τριαδικό στο χώρο της Ανατολικής Ελλάδας*. Διδακτορική διατριβή, Παν/μιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας.
- ΧΑΤΟΥΠΗΣ, Θ. (1999): *Γεωλογικές παρατηρήσεις και νεοτεκτονική εξέλιξη στην περιοχή της Δ. Πάρνηθας*. Διπλωματική εργασία, Παν/μιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας.

ΦΑΙΝΟΜΕΝΑ ΣΥΝΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΟΥΣ ΤΕΚΤΟΝΙΣΜΟΥ ΚΑΤΑ ΤΗ ΜΕΤΑΒΑΣΗ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΝΘΡΑΚΙΚΗ ΣΤΗΝ ΚΛΑΣΤΙΚΗ ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΕΣΗ ΣΤΗΝ ΙΟΝΙΑ ΕΝΟΤΗΤΑ (ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΣΟΛΟΓΓΙ)*

Ι. Α. ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ¹, Ε. Α. ΛΕΚΚΑΣ²

ΣΥΝΟΨΗ

Αναφέρονται, για πρώτη φορά, φαινόμενα συνιζηματογενούς τεκτονισμού κατά την μετάβαση από την ανθρακική στην κλαστική ιζηματογένεση στην Ιόνια ενότητα στην περιοχή Μεσολογγίου. Τα συνιζηματογενή ρήγματα έδρασαν κατά την ταφροποίηση της φλυσιχικής λεκάνης σχηματίζοντας χαρακτηριστικές γωνιώδεις μορφές στην επαφή των δύο σχηματισμών και διαταράσσοντας τις εμφανίσεις των κατώτερων μελών του φλύσχη, ενώ συνδέονται και με την παρουσία ολισθόλιθων. Η παλαιογεωγραφική θέση της περιοχής τοποθετείται σε ρηξιτεμάχη μετάβασης από την πλατφόρμα του Γαβρόβου στην λεκάνη της Ιονίου.

ABSTRACT

It is well-known that the sedimentation in the Ionian Unit between the limestones and the flysch succession continued without interruption leading to the formation of relatively thick transitional beds. In this paper, phenomena of syn-sedimentary tectonism are reported for the first time during this grading up from the limestones into the flysch, near the village of Kato Retsina in Mesolongi area. Although, a gradual progression from the limestones to the flysch is also observed, in certain locations there is an abrupt change in the sedimentation. Transitional marly beds are missing and faulting is present. Field evidence indicates that faulting in the area took place during the onset of the flysch deposition. These faults are related to the formation of the graben within the flysch basin and form a characteristic angular shape in the limestone-flysch boundary. As a result, there is a change of dip in the strata towards the boundary involving significant disturbance in the lower members of the flysch succession, where also olistoliths are observed. Similar phenomena have been reported from other geotectonic Units such as Tripoli and Parnassos Units. The latter phenomena are characterized by the transition from neritic carbonate to pelagic clastic sedimentation and partly resulted in immersion, erosion, karstification and emergence so as to receive the flysch sediments. However, the Ionian Unit experienced a pelagic carbonate sedimentation that did not lead to erosion and karstification processes. In that case, the theory of non-deposition is proposed, in a paleoenvironment of steep slopes and strong sea currents.

These phenomena depict the influence of the neighboring neritic Gavrovo-Tripolis unit. Overall, the study area is located in tectonic blocks that represent the transition from the neritic platform of Gavrovo to the pelagic Ionian Unit.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: συνιζηματογενής τεκτονισμός, Μεταβατικά στρώματα, Ιόνια ενότητα, Μεσολόγγι, Ελλάδα
KEY WORDS: synsedimentary tectonism, transitional sediments, Ionian unit, Messologi, Greece

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η Ιόνια ενότητα είναι γνωστή ως η ενότητα που άλλαξε παλαιογεωγραφικές συνθήκες κατά την εξέλιξη της από το Τριαδικό μέχρι το Ανώτερο Ολιγόκαινο-Μειόκαινο. Η αλλαγή αυτή είναι πολύ καλά εντοπισμένη χρονικά στο Μέσο Λιάσιο, όταν η νηριτική ιζηματογένεση μετατρέπεται σε πελαγική και στο ανώτερο Ηώκαινο, όταν η βιοχημική ανθρακική ιζηματογένεση μετατρέπεται σε κλαστική (KARAKITSIOS 1992, 1995). Μια πλήρης στρωματογραφική στήλη της Ιονίου ενότητας δόθηκε αρχικά από τον Renz (1955) και έπειτα από τους I.G.S.R. & I.F.P. (1966). Ειδικότερα σε ότι αφορά τη μετάβαση από την ανθρακική στην κλαστική ιζηματογένεση οι αναφορές επισημαίνουν ότι αυτή πραγματοποιείται αποκλειστικά μέσω μεταβατικών στρωμάτων, από

* SYN-SEDIMENTARY TECTONICS IN THE IONIAN UNIT DURING THE TRANSITION FROM CARBONATE TO CLASTIC SEDIMENTATION

1. Department of Geological Sciences, University College London (UCL), Gower Street, WC1E 6BT London

2. Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστημιούπολη, 15784 Αθήνα

εναλλαγές μικριτικών ασβεστολίθων και ηλιτών, το πάχος των οποίων κατά θέσεις υπερβαίνει τα 50 ή ακόμα και τα 100 μέτρα (BELLAS 1997, AVRAMIDIS et al. 2000). Ο Aubouin (1959) αναφέρει ότι η ηλικία των μεταβατικών στρωμάτων της Ιόνιας όπως προσδιορίστηκε από την εμφάνιση της *Globorotalia sp.* και της *Globigerina sp.* μέσα σε μαργαϊκούς κοκκινωπούς ασβεστολίθους στη βάση του φλύσχη, είναι Πριαμπόνιο, γεγονός για το οποίο είχε αναφερθεί αρχικά και ο Dalloni (1923) στην περιοχή νότια των Ιωαννίνων.

Οι υφιστάμενες βιβλιογραφικές αναφορές για την περιοχή βόρεια της πόλης του Μεσολογγίου επισημαίνουν την ύπαρξη των μεταβατικών στρωμάτων (FLEURY, 1980) καθώς επίσης και την παρουσία της μεγάλης ρηξιγενούς ζώνης της Αγριλιάς (BP Co. Ltd. 1971, PIPER et al. 1978). Εν τούτοις, η έρευνα κατέδειξε ότι η μετάβαση δεν πραγματοποιείται μόνο μέσω μεταβατικών στρωμάτων αλλά παράλληλα παρατηρούνται φαινόμενα συνιζηματογενούς τεκτονισμού που σχετίζονται και με την ύπαρξη προϋπαρχόντων διαχρονικών τεκτονικών ζωνών, γεγονός το οποίο λαμβάνει χώρα για πρώτη φορά στην Ιόνιο ενότητα. Πρόσθετα, ειδική τα φαινόμενα αυτά είναι γνωστά και σε άλλες περιοχές και γεωτεκτονικές ενότητες, όπως στην Τρίπολη και στον Παρνασσό (RICHTER & MARIOLAKOS 1973, 1975) δίνεται η δυνατότητα στην παρούσα εργασία να γίνουν συγκρίσεις και να εκφραστεί μια νέα άποψη για τη γεωδυναμική εξέλιξη.

2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ

Με βάση εκτεταμένη έρευνα υπαίθρου που έγινε στην ευρύτερη περιοχή βόρεια του Μεσολογγίου και η οποία στηρίχθηκε: (i) στην λεπτομερή γεωλογική χαρτογράφηση σε κλίμακα 1:5.000, (ii) σε πλήθος μετρήσεων και παρατηρήσεων, (iii) στα υφιστάμενα ως τώρα βιβλιογραφικά δεδομένα (FLEURY 1980, ΚΟΥΡΗΣ 1996), και (iv) στην εξέταση Α/Φ, αποκτήθηκε μια σαφής εικόνα της λιθοστρωματογραφικής διάρθρωσης και της τεκτονικής δομής, η οποία περιγράφεται στη συνέχεια (Εικ. 1).

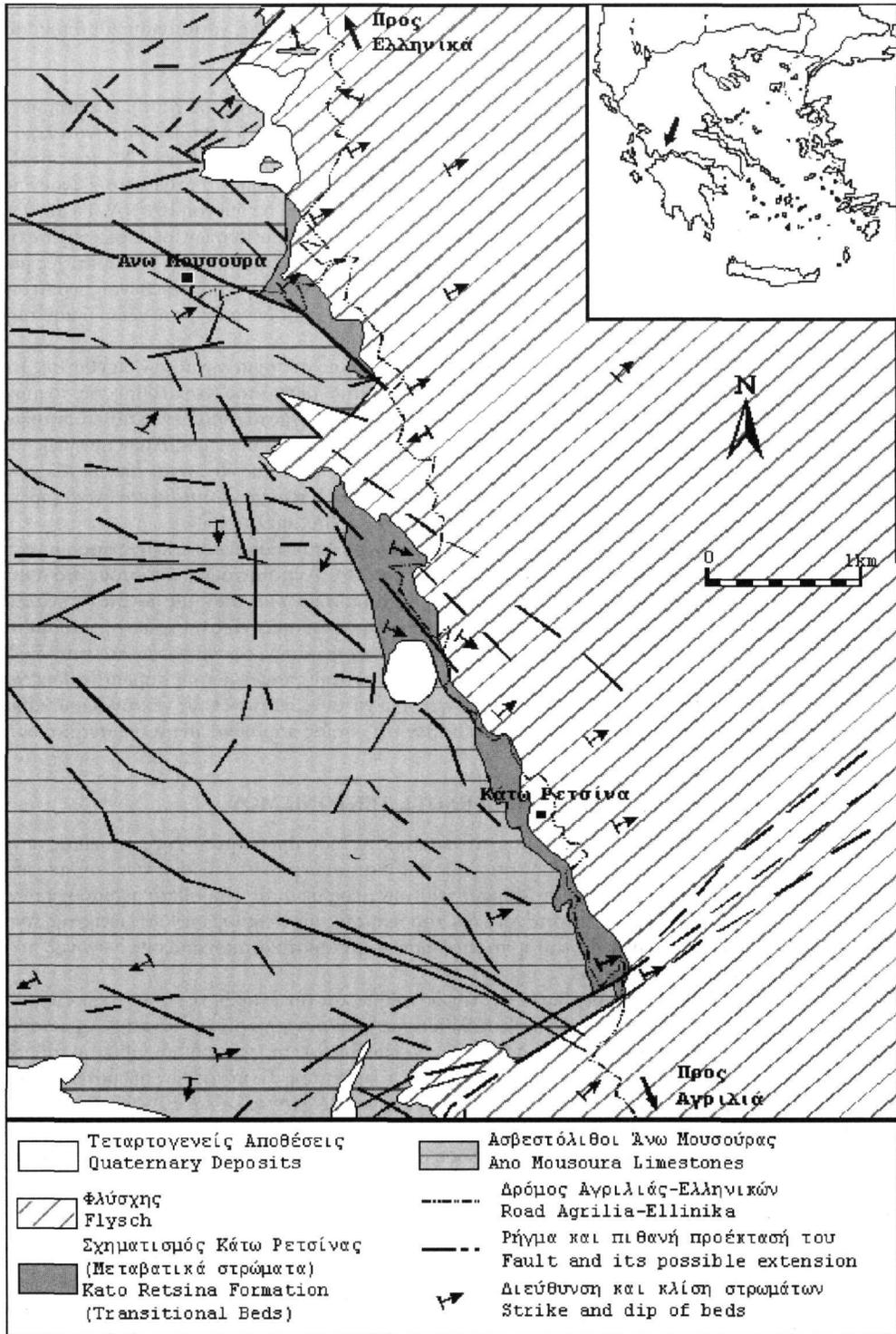
Ασβεστόλιθοι Κεφαλόβρυσου: Βιοκλαστικοί λατυποπαγείς παχυστρωματώδεις ασβεστόλιθοι που περιέχουν θραύσματα Ρουδιτών. Η ηλικία τους είναι Καμπάνιο - Μαιστρίχτιο και το ορατό πάχος τους 100-120 μέτρα στο νοτιοδυτικό τμήμα της περιοχής (εκτός του χάρτη της Εικ.1).

Ασβεστόλιθοι Άνω Μουσούρας: Πρόκειται για μικριτικούς, μικρολατυποπαγείς, ασβεστόλιθους χρώματος λευκού έως λευκοκίτρινου, λεπτοστρωματώδεις έως μεσοστρωματώδεις με κονδύλους και διαστρώσεις πυριτιολίθων. Περιέχουν *Nummulites spp.*, *Discocyclina spp.*, *Melobesiodae*, *Planorotalites compressa* κ.α. με βάση τα οποία η ηλικία τους είναι Παλαιόκαινο - Ανώτερο Ηώκαινο. Το ορατό πάχος τους υπολογίζεται σε 300-400μ.

Σχηματισμός Κάτω Ρετιόνας. Πρόκειται για τα μεταβατικά στρώματα από την ανθρακική στην κλαστική ιζηματογένεση της Ιόνιας ενότητας. Ειδικότερα, πρόκειται για εναλλαγές ασβεστολίθων και μαργαϊκών στρωμάτων μικρού πάχους, καθώς και για ενδιαστρώσεις μικρών ασβεστολιθικών πάγκων πολύ φτωχών σε πλαγκτονικά απολιθώματα (*Globigerinides*), ενώ η ηλικία του τοποθετείται στο Πριαμπόνιο και ειδικότερα στο όριο Ηώκαινου - Ολιγοκαινού (FLEURY, 1980). Η μετάβαση πραγματοποιείται μέσα από εναλλαγές στρωμάτων ασβεστολίθων, μαργαϊκών ασβεστολίθων και ηλιτών με σταδιακή μείωση του ανθρακικού υλικού και επικράτηση του κλαστικού. Το πάχος δεν υπερβαίνει τις λίγες δεκάδες μέτρα. Εμφανίζεται σε μια επιμήκη ζώνη στην ευρύτερη περιοχή μεταξύ των χωριών Κάτω Ρετιόνα και Άνω Μουσούρα.

Φλύσχη: Κατά θέσεις λόγω του ρηξιγενούς τεκτονισμού έρχεται άμεσα σε επαφή με τους ασβεστόλιθους χωρίς την παρεμβολή των μεταβατικών στρωμάτων. Διακρίνονται τρία κύρια μέλη, τα οποία από τα κατώτερα στα ανώτερα είναι τα ακόλουθα:

- **Μέλος Ασβεστιτικών Μαργών Αγίας Κυριακής.** Έχουν χρώμα κυανό έως πράσινο, με κογχώδη θραυσμό. Αποτελούν το κατώτερο μέλος του φλύσχη και υπέρκειται άλλοτε των μεταβατικών στρωμάτων και άλλοτε άμεσα των ασβεστολίθων της ενότητας, ενώ έχουν κατά θέσεις επηρεαστεί από φαινόμενα συνιζηματογενούς τεκτονισμού. Το πάχος του δεν υπερβαίνει τις μερικές δεκάδες μέτρα.
- **Μέλος Ηλιτών - Ψαμμιτών Αγίου Θωμά.** Πρόκειται για εναλλαγές ηλιτών-ψαμμιτών οι οποίες απαντούν στο μεγαλύτερο τμήμα της εμφάνισης του φλύσχη. Ανάλογα με το βαθμό συμμετοχής της κάθε λιθολογίας διακρίνεται είτε η ηλιτοψαμμιτική είτε η ψαμμιτοπηλιτική φάση. Το πάχος των ψαμμιτικών στρωμάτων κυμαίνεται από 5 έως 60εκ., ενώ των ηλιτών από 5 έως 25εκ. Συχνά στο συγκεκριμένο μέλος απαντούν μεγάλοι ασβεστολιθικοί ολισθόλιθοι διαστάσεων αρκετών δεκάδων μέτρων, καθώς επίσης και μικρότεροι της τάξης των μερικών κυβικών μέτρων. Οι εμφανίσεις τους είναι διατεταγμένες σε μια γενική διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ και το συνολικό πάχος του μέλους ανέρχεται περίπου σε 1.000μ.
- **Μέλος Ψαμμιτών Αράκυνθου.** Πρόκειται για μεσόκοκκους έως αδρόκοκκους ψαμμίτες, σε πάγκους πάχους έως 15 μ. Το μέλος αυτό είναι και το πλέον ευδιάκριτο και απαντά στην κορυφή της επιμήκους οροσειράς του Αράκυνθου δημιουργώντας ένα κρημνώδες ανάγλυφο. Η κύρια εμφάνιση απαντά από την περιοχή του χωριού Κλήμα (εκτός της περιοχής του χάρτη της εικόνας 1) όπου οι εμφανίσεις διακόπτονται απότομα



Εικ.1 Γεωλογικός χάρτης της περιοχής έρευνας.
Fig.1 Geological map of the study area.

προς τα βόρεια λόγω της παρουσίας εγκάρσιων ρηγμάτων της ρηξιγενούς ζώνης της Αγριλιάς, έως την περιοχή του Εύηνου ποταμού και της ομώνυμης ρηξιγενούς ζώνης προς τα νότια όπου και αποκόπτονται. Το μέγιστο πάχος τους φτάνει τα 400 μ. περίπου.

Οι ανθρακικοί σχηματισμοί εμφανίζονται προς το δυτικό τμήμα της περιοχής του χάρτη. Η κλίση των στρωμάτων τους είναι γενικά μικρή και έχει ποικίλες διευθύνσεις. Ειδικότερα, στο κεντρικό και ανατολικό τμήμα των εμφανίσεων κοντά στο όριο με τον υπερκείμενο φλύσχη, η γενική κλίση είναι 10° έως 20° προς τα ΒΑ. Στο δυτικό τμήμα η γενική κλίση είναι 20° έως 30° προς τα ΝΔ, ενώ στο νότιο τμήμα τα στρώματα κλίνουν προς τα νότια. Δηλαδή στην περιοχή υπάρχει μια μέγα-αντικλινική δομή με γενική διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ. Τη μεγάλη αυτή αδρή πτύχωση συνοδεύουν και πολύ ανοιχτές πτυχές της τάξης των μερικών μέτρων, οι οποίες έχουν την ίδια διεύθυνση αξόνων με τη μεγαδομή (ΒΔ-ΝΑ). Τόσο οι κάμψεις μεγάλης κλίμακας, όσο και οι πτυχές μικρότερης κλίμακας οφείλονται στη δράση ενός ασθενοδύς συμπίεστικού πεδίου με γενική διεύθυνση συμπίεσης ΒΑ-ΝΔ, το οποίο βρίσκεται σε πλήρη αντιστοιχία με τη γενική γεωμετρία και δυναμική του εξωτερικού τμήματος των Ελληνίδων στη Δυτική Ελλάδα (ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, 1986).

Στην περιοχή εμφάνισης των ασβεστολίθων διακρίνεται ένα κύριο σύστημα ρηγμάτων διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ. Σε αυτό το σύστημα διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ εντάσσεται και το σημαντικό ρήγμα του Κεφαλόβρυσου, το μήκος του οποίου φτάνει τα 5χλμ. Με εξαίρεση την προηγούμενη περίπτωση, τα ρήγματα αυτά δεν μεταθέτουν σημαντικά τους εκατέρωθεν σχηματισμούς, γεγονός το οποίο φαίνεται και από το ότι δεν προκαλούν συνήθως μεγάλες μορφολογικές ασυνέχειες. Πρόκειται αποκλειστικά για ρήγματα που χαρακτηρίζονται από μεγάλες κλίσεις των κατοπτρικών επιφανειών με κατά κλίση μετάθεση των εκατέρωθεν τεμαχών, δηλαδή κανονικά ρήγματα. Η συμβολή τους στην τεκτονική δομή και εξέλιξη της περιοχής θεωρείται αμελητέα.

Αντίθετα με τους ανθρακικούς σχηματισμούς, η γενική κλίση των στρωμάτων του φλύσχη παραμένει σε όλη σχεδόν την έκταση εμφάνισης σταθερή με τιμές 25°-45° προς τα ΒΑ. Αντιστοιχούν ουσιαστικά στο ανατολικό σκέλος της μεγα-πτυχής των ασβεστολίθων. Ο σχηματισμός χαρακτηρίζεται από μια μονότονη εναλλαγή απλών, κεκλιμένων στρωμάτων με διεύθυνση προς τα ΒΑ. Οι ψαμμιτικοί οριζόντες του φλύσχη, παραμένουν ως επί το πλείστον αδιατάρακτοι, γεγονός που υποδηλώνει απουσία ρηγμάτων, επιπτώσεων και πτυχών. Μοναδικές εξαιρέσεις αποτελούν οι διαφορετικές τιμές κλίσεων κοντά στην επαφή με τους ασβεστόλιθους γεγονός που επιβεβαιώνει την αναταραχή που προκαλούν τα φαινόμενα συνιζηματογενούς τεκτονισμού καθώς και κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης της Αγριλιάς εκατέρωθεν της οποίας παρουσιάζονται σημαντικές διαφοροποιήσεις.

3. ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΦΑΙΝΟΜΕΝΩΝ ΣΥΝΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΟΥΣ ΤΕΚΤΟΝΙΣΜΟΥ

Τα φαινόμενα συνιζηματογενούς τεκτονισμού γίνονται ορατά τόσο άμεσα μέσω της παρουσίας συνιζηματογενών ρηγμάτων, όσο και έμμεσα μέσω της διαταραχής που διαπιστώνεται στις κλίσεις των κατωτέρων στρωμάτων του φλύσχη και της παρουσίας ασβεστολιθικών τεμαχών μέσα σε αυτά. Πρόσθετα, η διαδοχή των μεταβατικών στρωμάτων διακόπτεται προς τα νότια από την παρουσία της μεγάλης ρηξιγενούς ζώνης της Αγριλιάς, νοτιότερα της οποίας και όπου είναι δυνατή η παρατήρηση τα μεταβατικά απουσιάζουν, γεγονός που ίσως οφείλεται και σε φαινόμενα ασυμφωνίας.

Τα συνιζηματογενή ρήγματα έδρασαν κατά την ταφροποίηση και την έναρξη της φλυσχηκής ιζηματογένεσης και φέρνουν απ' ευθείας σε επαφή τους ασβεστόλιθους με το φλύσχη, χωρίς την παρεμβολή μεταβατικών στρωμάτων. Η ύπαρξη των μεταβατικών σε ορισμένα σημεία υποδηλώνει πιο ήπιες διαδικασίες μετάβασης. Τα φαινόμενα αυτά αν και είναι ενκρινή δεν καταλαμβάνουν μεγάλη έκταση. Το μήκος των ρηγμάτων είναι μικρό και δεν υπερβαίνει το 1 χλμ., ενώ οι διευθύνσεις τους είναι κυρίως ΒΔ-ΝΑ, αλλά και ΒΑ-ΝΔ. Εντοπίζονται σε δύο περιοχές, η μια 1-2χλμ. βόρεια του χωριού Άνω Ρετσίνα και η άλλη 1-2χλμ. νότια του χωριού Ελληνικά. Τα ρήγματα αυτά σχηματίζουν μια χαρακτηριστική γωνιώδη μορφή τύπου ζιγκ-ζάγκ (Εικ.2). Αναγνωρίζονται εύκολα σαν συνιζηματογενή γιατί δεν τέμνουν τους υπερκείμενους ψαμμιτικούς οριζόντες του φλύσχη, οι οποίοι παραμένουν χαρακτηριστικά αδιατάρακτοι.

Ο συνιζηματογενής τεκτονισμός έχει ως αποτέλεσμα την μεταβολή των κλίσεων των στρωμάτων κοντά στην επαφή, ενώ προκαλεί και έντονες διαταράξεις στις εμφανίσεις των ασβεστιτικών μαργών οι οποίες αποτελούν το κατώτερο μέλος του φλύσχη. Ένα τέτοιο χαρακτηριστικό παράδειγμα απαντά στην περιοχή 1.4χλμ. ΝΑ του οικισμού Άνω Μουσύρα και επί του επαρχιακού δρόμου Αγριλιάς-Ελληνικών. Στην συγκεκριμένη περίπτωση παρατηρούνται παλαιο-ολιθώσεις ασβεστιτικών μαργών οι οποίες εμφανίζονται τεμαχισμένες υπό την μορφή σφηνών και ολισθολίθων, σε διαφορετική σειρά από τη στρωματογραφική τους διάταξη ανάμεσα στους αδιατάρακτους ψαμμιτικούς οριζόντες του φλύσχη χωρίς να παρουσιάζουν καμία απολύτως διατάραξη στην γεωμετρία των στρωμάτων τους (Εικ.3). Τέλος αξιοσημείωτη είναι και η παρουσία ασβεστολιθικών

ολισθολίθων μέσα στο φλύσχη και κοντά στην επαφή του με τους ασβεστόλιθους με πιο χαρακτηριστικό παράδειγμα στη θέση 1.5χλμ. νότια του χωριού Ελληνικά.

Η ρηξιγενής ζώνη της Αγριλιάς αποτελεί μια μεγάλη τεκτονική δομή που τέμνει τους ασβεστόλιθους και το φλύσχη, διέρχεται βόρεια της Αγριλιάς και τους οικισμούς Δάφνη και Κλήμα, έχει διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ και μήκος που υπερβαίνει τα 15 χλμ. Η ζώνη διακρίνεται εύκολα στην επαφή των ασβεστόλιθων και του φλύσχη σε τομή κατά μήκος του παραχρυσίου δρόμου Αγριλιά-Κάτω Ρεσίνα, όπου αντιπροσωπεύεται από: (i) ένα μεγάλο ρήγμα πάνω στην επαφή, (ii) από ένα μικρότερο 150μ. βορειότερα που τέμνει μόνο τους ασβεστόλιθους και (iii) από πολλά παράλληλα ρήγματα μικρότερης όμως κλίμακας. Αντίθετα, προς τα βορειοανατολικά στην περιοχή εμφάνισης του φλύσχη ο εντοπισμός και η χαρτογράφηση της ρηξιγενούς ζώνης παρουσιάζουν δυσκολία. Η ζώνη διαχέεται σε πολλά ρήγματα ίδιας γενικής διεύθυνσης, γεγονός που φαίνεται από τη διατάραξη, τον τεμαχισμό, και τελικά την διακοπή της συνέχειας των ανώτερων στρωματογραφικά ψαμμιτών του Αράκυνθου στην βορειότερη τελική απόληξή της κοντά στο χωριό Κλήμα. Το ρήγμα εντοπίζεται από ένα τεκτονικό λατυποπαγές με πάχος εμφάνισης που φτάνει τα 20 μέτρα. Το υλικό είναι έντονα κατακερματισμένο και αλευροποιημένο, ενώ προς την πλευρά των ασβεστολίθων διακρίνονται και ορισμένα αποσπασμένα τεμάχια ασβεστολίθων. Πρόσθετα, εμφανίζονται και δευτερεύουσες ρηξιγενείς επιφάνειες από τη διακλάδωση του κύριου ρήγματος, ενώ οι κλίσεις του φλύσχη και των ασβεστολίθων κοντά στην ρηξιγενή ζώνη εμφανίζονται έντονα διαταραγμένες και κατά θέσεις αλλάζουν δραστικά. Με βάση τα γεωμετρικά και κινήματικά στοιχεία διαπιστώνεται ότι πρόκειται για δεξιόστροφο ρήγμα με πλαγκοκανονικό χαρακτήρα. Το γεγονός ότι πρόκειται για μια κύρια τεκτονική δομή δεν τεκμηριώνεται μόνο από το μεγάλο μήκος της ζώνης και το μεγάλο πάχος του τεκτονικού λατυποπαγούς αλλά και από τις σημαντικές διαφοροποιήσεις που παρατηρούνται εκατέρωθεν της ζώνης σε μια ευρύτερη περιοχή. Οι διαφοροποιήσεις αυτές αφορούν: (i) στην απότομη διακοπή των ανθρακικών σχηματισμών και των μεταβατικών στρωμάτων της Ιονίου ενότητας προς τα νότια και (ii) στην απότομη διακοπή της συνέχειας του μέλους των ψαμμιτών του Αράκυνθου προς τα βόρεια στην περιοχή του οικισμού Κλήμα. Ενδείξεις ότι πρόκειται για μια πρώτης τάξεως δομή αποτελούν πρόσθετα οι εμφανίσεις ολισθολίθων μεγάλων διαστάσεων στην προέκταση του ρήγματος μέσα στο φλύσχη. Τούτο υποδεικνύει ότι πιθανότατα πρόκειται για μια διαχρονική ρηξιγενή ζώνη η οποία έδρασε και κατά τη διάρκεια της ιζηματογένεσης, αλλά και σε μεταγενέστερες χρονικές περιόδους. Νοτιότερα του ρήγματος πριν η όλη δομή του αλπικού υποβάθρου καλυφθεί από τους τεταρτογενείς σχηματισμούς της παράκτιας ζώνης, τα στρώματα της μετάβασης απουσιάζουν και τα ιζήματα του φλύσχη έρχονται σε απευθείας επαφή με τους ασβεστόλιθους της Άνω Μουσουράς (Ηώκαινο).

4. ΣΥΖΗΤΗΣΗ- ΣΥΝΘΕΣΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Με βάση τα ανωτέρω, ο συνιζηματογενής τεκτονισμός στην περιοχή της έρευνας τεκμηριώνεται από την: (i) παρουσία των ρηγμάτων αυτών καθ' αυτών με την χαρακτηριστική γωνιώδη μορφή τους, (ii) απουσία των μεταβατικών στρωμάτων στις θέσεις αυτές, (iii) απότομη μεταβολή των κλίσεων των στρωμάτων του φλύσχη κοντά στην επαφή προκαλώντας έντονες διαταράξεις κυρίως στις εμφανίσεις των ασβεστιτικών μαργών, οι οποίες αποτελούν και το κατώτερο μέλος του φλύσχη και (iv) την παρουσία ασβεστολιθικών ολισθολίθων κοντά στην επαφή μέσα στο φλύσχη.

Ανάλογα φαινόμενα συνιζηματογενούς τεκτονισμού με παρόμοιους χαρακτήρες έχουν αναφερθεί τόσο στην ενότητα της Τρίτολης, όσο και στην ενότητα Παρνασσού. Ειδικότερα στην ενότητα Τρίτολης, όσον αφορά στα όρια μεταξύ του φλύσχη και των υποκείμενων ασβεστολίθων οι απόψεις διίστανται. Σύμφωνα με την πρώτη εκδοχή, η μετάβαση από τους ασβεστόλιθους στο φλύσχη γίνεται βαθμιαία μέσω της παρουσίας αποκλειστικά μεταβατικών στρωμάτων χωρίς διακοπή της ιζηματογένεσης (AUBOUIN 1959, BIZON et al. 1963) και τα όποια τεκτονικά φαινόμενα που παρατηρούνται είναι σαφώς παλαιότερα ή νεώτερα της απόθεσης των κλαστικών ιζημάτων (DERCOURT & FLEURY, 1977). Σύμφωνα με τη δεύτερη εκδοχή, η επαφή είναι άλλοτε ομαλή μέσω μεταβατικών στρωμάτων και άλλοτε ανώμαλη, δηλαδή τεκτονική ή μέσω ασυμφωνίας (ΘΕΟΔΩΡΟΠΟΥΛΟΣ 1973, RICHTER & MARIOLAKOS 1973, 1979, MARIOLAKOS 1976, ΛΕΚΚΑΣ 1978).

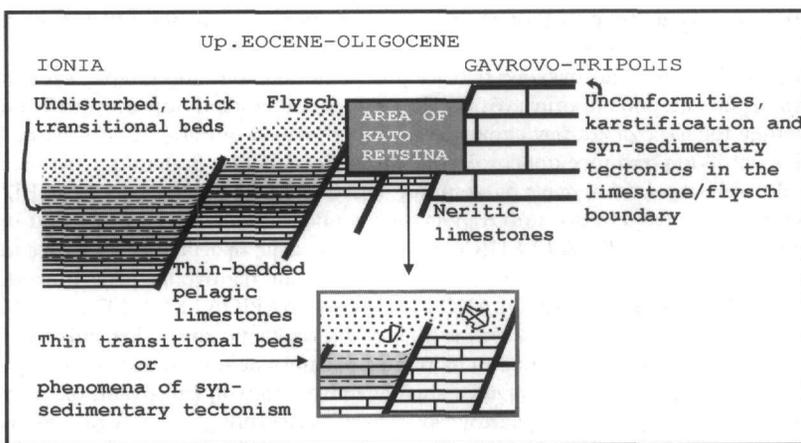
Ο Μαριολάκος (1976) αναφέρει ότι εκτός της ασύμφωνης απόθεσης του φλύσχη πάνω σε ένα παλαιοαναγλυφο, αυτός σε πολλές περιπτώσεις βρίσκεται σε τεκτονική επαφή με τους ασβεστόλιθους για μήκος χιλιομέτρων. Παράλληλα παρατηρεί ότι η ρηξιγενής επαφή δεν είναι επίπεδη επιφάνεια, αλλά σχηματίζει μορφή πολύπλευρου (ζιγκ-ζαγκ). Η φάση του ρηγματογόνου τεκτονισμού έλαβε χώρα πριν την απόθεση του φλύσχη ή λίγο μετά την έναρξη της φλυσχηκής ιζηματογένεσης και είχε ως αποτέλεσμα τον κατακερματισμό της ενότητας και την δημιουργία τεκτονικών κεράτων και βυθισμάτων. Επίσης οι Richter & Mariolakos (1973) αναφέρουν την παρουσία αποκομμένων ασβεστολιθικών μαζών ποικίλου μεγέθους μέσα στο φλύσχη. Τέλος οι Richter & Mariolakos (1975) παρατήρησαν παρόμοια φαινόμενα και στην ενότητα Παρνασσού-Γκιώνας, όπου η βαθμιαία μετάβαση των ασβεστολίθων του Ανωτέρου Κρητιδικού-Παλαιοκαινού προς την «ερυθρή σειρά», διακό-



Εικ.2 Άποψη των συνιζηματογενών γωνιωδών ρηγματώσεων στην επαφή ασβεστόλιθων/φλύσχη.
Fig.2 Syn-sedimentary angular faults on the limestones/flysch boundary



Εικ.3 Παλαιο-ολισθήσεις ασβεστιτικών μαργών υπό τη μορφή σφηνών και ολισθολίθων ανάμεσα στους αδιατάρακτους ψαμμιτικούς οριζόντες του φλύσχη.
Fig.3 Paleosliding of calcitic marls that are covered by undisturbed sandstone horizons, in the lower member of the flysch succession.



Εικ.4 Σκίτσο το οποίο απεικονίζει την παλαιογεωγραφική οργάνωση του ορίου Γαβρόβου-Ιονίου στην περιοχή της έρευνας.
Fig.4 Sketch that depicts the paleogeographic structure of the Gavrovo-Ionia boundary. The study area is located in tectonic blocks that represent the transition from the neritic platform of Gavrovo to the pelagic Ionian Unit.

πτεται κατά θέσεις από την εκδήλωση ενός συνιζηματογενούς τεκτονισμού ο οποίος συχνά συνοδεύεται και από ολισθοθρυμματικά φαινόμενα.

Η περίπτωση της Ιονίου παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον διότι το ανώτερο ανθρακικό τμήμα που υπόκειται του φλύσχη αποτελείται από λεπτοστρωματώδεις έως μεσοστρωματώδεις ασβεστόλιθους με κονδύλους και διαστρώσεις πυριτιολίθων που υποδηλώνουν σχετικά ικανό βάθος ιζηματογένεσης, ενώ ο Fleury (1980) δέχεται ομογενοποιημένες συνθήκες ιζηματογένεσης για τον ευρύτερο παλαιογεωγραφικό χώρο. Η παρουσία νηριτικών απολιθωμάτων όπως οι *Nummulites* στους πελαγικούς ασβεστόλιθους, στην συγκεκριμένη περιοχή οφείλεται πιθανότατα σε κατολισθητικά φαινόμενα, που τους μετέφεραν από τους γειτονικούς νηριτικούς ασβεστόλιθους του Γαβρόβου (Εικ.4). Έτσι, ενώ αρχικά υφίσταται ένα ήρεμο περιβάλλον με βιοχημική ιζηματογένεση έως το όριο Ηωκαίνου-Ολιγοκαίνου, εκδηλώνονται ρεύματα πλούσια σε κλαστικό υλικό το οποίο αποτίθεται ως ενδιαστρώσεις στην ανθρακική ιζηματογένεση, η οποία όμως συνεχίζεται. Παρατηρείται δηλαδή μια διαδικασία η οποία χαρακτηρίζεται από συνεχείς εναλλαγές βιοχημικής ιζηματογένεσης και τουρβιδιτικών ρευμάτων. Έτσι υφίσταται η χαρακτηριστική μετάβαση από τη βιοχημική πελαγική στην κλαστική πελαγική με εναλλαγές από οριζοντιές ασβεστόλιθων και κλαστικού υλικού στο οποίο οι πρώτοι βαθμιαία ελαττώνονται και οι δεύτεροι προοδευτικά αυξάνονται έως ότου εκμηδενιστεί η βιοχημική και κυριαρχήσει η κλαστική ιζηματογένεση (ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, 1986).

Παρά τη γενική αυτή εικόνα, τα φαινόμενα συνιζηματογενούς τεκτονισμού που περιγράφηκαν υποδηλώνουν πως ορισμένα τμήματα της ενότητας ακολούθησαν μια διαφορετική διαδικασία η οποία χαρακτηρίζεται από μια απότομη αλλαγή στην ιζηματογένεση, με άμεσο αποτέλεσμα την απουσία των μεταβατικών στρωμάτων. Οι πιθανές περιπτώσεις είναι δύο και ειδικότερα είτε υπήρξε ανάδυση και διάβρωση, είτε υπήρξαν συνθήκες μη απόθεσης. Η πρώτη ερμηνεία κρίνεται μάλλον απίθανη αν ληφθεί υπόψη ότι οι ασβεστόλιθοι είναι πελαγικοί και απαιτούνται ταχύτατοι ρυθμοί κατακόρυφων κινήσεων για την ανάδυσή τους μέσα σε πολύ περιορισμένο χρονικό διάστημα, και στη συνέχεια γρήγορη επαναβύθισή τους για την απόθεση του κλαστικού υλικού. Επίσης, δεν παρατηρήθηκαν φαινόμενα καρστικοποίησης ή δημιουργία παλαιοαναγλύφου στους υποκείμενους ασβεστόλιθους. Αντίθετα, στην ενότητα της Τρίτολης όπου λάμβανε χώρα νηριτική ανθρακική ιζηματογένεση παρατηρήθηκαν φαινόμενα καρστικοποίησης μεγάλης έκτασης και διάβρωσης σχηματισμών μεγάλου πάχους. Ενδεικτικά αναφέρεται ότι στην περιοχή Αναλήψεως-Πηγαδακίων-Βλαχοκερασιάς διαβρώθηκαν όχι μόνο οι τριτογενείς αποθέσεις, αλλά και ολόκληρο το Κρητιδικό (ΛΕΚΚΑΣ 1978, RICHTER AND MARIOLAKOS 1979).

Με βάση τα ανωτέρω η ερμηνεία της μη ανάδυσης καθίσταται πιο ρεαλιστική. Ένα τέτοιο παλαιοπεριβάλλον χαρακτηρίζεται από πολύ απότομα τεκτονικά ελεγχόμενα περιθώρια - πρηνή που σε συνδυασμό με την ύπαρξη ισχυρών θαλάσσιων ρευμάτων εμπόδισαν την απόθεση ιζημάτων. Πρόκειται δηλαδή για κάτι ανάλογο με την ηπειρωτική κατωφέρεια, όπου ο συνδυασμός μεγάλης μορφολογικής κλίσης και δράσης ισχυρών ρευμάτων οδηγεί σε απουσία ιζηματογένεσης ή ακόμα και σε διάβρωση του υποβάθρου. Η παρουσία μεταφερόμενων νηριτικών απολιθωμάτων στους πελαγικούς ασβεστόλιθους μέσω κατολισθητικών φαινομένων που προκαλούνται από τη μεγάλη μορφολογική κλίση ενισχύει την ερμηνεία αυτή.

Τέλος, θα πρέπει να δοθεί ιδιαίτερη έμφαση στο γεγονός ότι η συγκεκριμένη περιοχή έρευνας ανήκει στο εσωτερικό περιθώριο της λεκάνης της Ιονίου και βρίσκεται πολύ κοντά στην νηριτική ανθρακική τράπεζα του Γαβρόβου, η οποία έχει επηρεαστεί από παρόμοια γεγονότα ρηγματογόνου τεκτονισμού και ο οποίος οφείλεται στους μηχανισμούς μετατόπισης της λεκάνης της προχώρας κατά την μετανάστευση των τεκτονικών καλυμάτων (KARAKITSIOS, 1998). Όπως είναι γνωστό, στη μεν Βαράσοβα υφίσταται μια ασυμφωνία, στη δε Κλόκοβα η μετάβαση γίνεται απότομα μέσω της απόθεσης ενός σχηματισμού hardground πάχους 1-2 μέτρων πάνω σε μια παλαιοοριζική επιφάνεια. Συμπερασματικά, η παλαιογεωγραφική θέση της περιοχής που ερευνήθηκε εντοπίζεται σε ενδιάμεσα ρηξιτεμάχη μετάβασης μεταξύ της πλατφόρμας Γαβρόβου και της λεκάνης της Ιονίου (Εικ.4). Στα πλαίσια αυτά, σε απομακρυσμένες παλαιογεωγραφικά περιοχές από την πλατφόρμα του Γαβρόβου κοντά στην αξονική περιοχή της Ιονίου, απουσιάζουν τα φαινόμενα συνιζηματογενούς τεκτονισμού και αναμένονται μεταβατικά στρώματα με μεγάλη ανάπτυξη και πάχος.

Ευχαριστίες: Ευχαριστούμε τον Καθ. Δ. Παπανικολάου για τις συζητήσεις που είχαμε και οι οποίες βελτίωσαν το κείμενο και την κα. Μ. Περάκη για τη βοήθειά της στο ύψαιθρο.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- AUBOUIN, J. 1959. Contribution a l' etude geologique de la Grece septentrionale: les confins de l' Epire et de la Thessalie. *Ann. Geol. Pays Hellen.* Vol. 10, p. 1-483.
- AVRAMIDIS P., ZELILIDIS A. & KONTOPOULOS N. 2000. Thrust dissection control of deep-water clastic dispersal patterns in the Klematia-Paramythia foreland basin, Western Greece. *Geol. Mag.*, 137, 667-685.
- 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. Thesis, Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, 22, 173p.
- BIZON G., DERCOURT J. & NEUMANN M. 1963. Donnees nouvelles sur l' age de l'apparition du facies flysch dans la zone de Gavrovo - Tripolitza (Massif du Klokova, Acarnanie, Grece). *Bull. Soc. Geol. de France* (7), Vol 5, p. 1100-1104.
- BP Co. Ltd. 1971. The geological results of petroleum exploration in Western Greece, Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών σελ. 72, Αθήνα.
- DALLONI, M. 1923. Contribution a l'etude des terrains tertieres de la Thessalie et de l'Épire. *B.S.G.F.* Vol (4) XXIII p.284-294.
- DERCOURT J. & FLEURY J.J. 1977. La nature des contact calcaires-flysch de la serie de Gavrovo-Tripolitza en Grece continentale et Peloponnese. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, v. XXVIII, p.28-53.
- FLEURY, J. J. 1980. Les zones de Gavrovo - Tripolitza et du Pinde - Olonos: evolution d' une plate-forme et d' un bassin dans leur carde alpin. *Soc. Geol. Nord*, publication N° 4 Vol 1, 651p. Lille.
- ΘΕΟΔΩΡΟΠΟΥΛΟΣ, Δ. 1973. Φυσική Γεωγραφία της νήσου των Κυθήρων. Διατριβή επί Υψηγεία, σελ. 94, Αθήνα.
- I.G.S.R. & I.F.P. 1966. Etude geologique de l' Epire. *Technip.* Vol. 2 306p.
- KARAKITSIOS, V. 1992. Ouverture et inversion tectonique du basin Ionien (Epire, Grece). *Ann. Geol. Pays Hell.*, 1er serie, XXXV, 185-318.
- KARAKITSIOS, V. 1995. The influence of preexisting structure and halokinesis on organic matter preservation and thrust system evolution in the Ionian basin, Northwest Greece. *AAPG Bull.*, 79, 7, 960-980.
- KARAKITSIOS, V. 1998. The flysch basins in the continental collision chains: the example of the Hellenides. 2e *Congres Francais de Stratigraphie*, p. 106, Paris.
- ΚΟΥΡΗΣ, Χ. 1996. Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος, Φύλλο «ΜΕΣΟΛΟΓΓΙΟΝ», Κλίμακα 1:50.000 Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών, Αθήνα.
- ΛΕΚΚΑΣ, Σ. 1978. Συμβολή εις την γεωλογικήν δομήν της περιοχής νοτιοανατολικώς της Τρίπολης. Διατριβή επί διδασκαλία, Αθήνα, σελ. 192
- ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, Η. 1976. Σκέψεις και απόψεις επί ωρισμένων προβλημάτων της γεωλογικής και τεκτονικής δομής της Πελοποννήσου. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, v. XXVII, p.215-313.
- ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, Δ. 1986. Γεωλογία της Ελλάδας. Εκδόσεις Επιτάλοφος, σελ.240, Αθήνα.
- PIPER D., PANAGOS A., & PE-PIPER G. 1978. Conglomeratic Miocene flysch, Western Greece. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 48, No 1, p.117-126.
- RENZ, C. 1955. Die vorneogene Stratigraphie der normal sedimentaren Formationen Criechenlands. IGSR p. 637 Athens.
- RICHÖER, D. & MARIOLAKOS, I. 1973. Die Beziehungen zwischen Tripolitza-Kalk und Flysch in der Gavrovo-Tripolis Zone nordlich Argos (Peloponnes). *Ann. Geol. Pays Hellen.*, v. XXV, p.1-12.
- RICHTER, D. & MARIOLAKOS, I. 1975. Stratigraphische Untersuchungen an der Kreide/Tertiar – Wende im Gebiet von Delfi- Amfissa-Amfiklia (Parnass-Giona zone Griechenland). *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 26, p. 417-434.
- RICHTER, D. & MARIOLAKOS, I. 1979. Επί του προβλήματος της ασυμφώνου αποθέσεως του φλύσχου της ζώνης Γαβρόβου-Τριπόλεως εις την Πελοπόννησον. Απάντησις εις τους J. Dercourt & J.J. Fleury (1977). *Ann. Geol. Pays Hellen.*, t XXIX/2, σελ.418-426.

ΠΑΛΑΙΟΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΑΝΑΤΟΛΙΚΟΥ ΚΛΑΔΟΥ ΤΟΥ ΡΗΓΜΑΤΟΣ ΤΗΣ ΕΛΙΚΗΣ (ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΣ)*

Σ. ΠΑΥΛΙΔΗΣ¹, Ι. ΚΟΥΚΟΥΒΕΛΑΣ², Δ. ΣΤΑΜΑΤΟΠΟΥΛΟΣ², Δ. ΑΓΡΑΦΙΩΤΗΣ¹, Γ.Α. ΑΛΕΞΑΝΔΡΗΣ¹,
Β. ΖΥΓΟΥΡΗ², Σ. ΣΜΠΟΡΑΣ¹

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η παλαιοσεισμολογική ανάλυση μας επιτρέπει να κατανοήσουμε την πρόσφατη σεισμική ιστορία του ρήγματος της Ελίκης, με γεωλογικά δεδομένα. Κατά μήκος του ανατολικού “τμήματος” (κλάδου) του ρήγματος πραγματοποιήθηκαν 5 εκσκαφές (παλαιοσεισμολογικές τομές 8x5x2m). Τα τοιχώματά τους χαρτογραφήθηκαν σε κλίμακα 1:20 και αναλύθηκαν με λεπτομέρεια τεκτονοστρωματογραφικά ενώ χρονολογήθηκαν αντιπροσωπευτικά στρώματα με C₁₄. Ο Κερυνίτης ποταμός ο οποίος διασχίζει κάθετα το ρήγμα της Ελίκης από νότια προς βόρεια και εφοδιάζει με υλικό την αλλουβιακή πεδιάδα, η οποία βυθίζεται με ρυθμό 1.4 mm/gr, είχε διευθύνει ροής από δυτικά προς τα ανατολικά, όπως προκύπτει από την μελέτη των ποτάμιων κροκαλοπαγών που βρέθηκαν θαμένα κάτω από τις κολλουβιακές αποθέσεις στις τομές. Με βάση την στρωματογραφική αλληλουχία και τις τεκτονικές (σεισμικές) μετατοπίσεις διακριτών οριζόντων βγήκαν συμπεράσματα για τρία τουλάχιστον σεισμικά γεγονότα νεότερα του μεγάλου σεισμού του 373π.Χ. και άλματα 0.93m, 1.37m και 0.44m.

ABSTRACT

Paleoseismological analysis based on geological data enable us to understand the recent seismic history of the Eliki fault. Along the eastern “segment (or strand)” scarp 5 trenches have been excavated (8x5x2m), their walls were mapped in scale 1:20 and further analyzed by precise tectono-stratigraphic methodology. The Kerynitis river, which crosses the Eliki fault from S to N and supplies the alluvial plain, has subsided at a rate of 1.4 mm/yr. The river was running from west to east, resulting the fluvial conglomerates in the trenches, which have buried under the colluvial sediments. Based on colluvium stratigraphy, displacement of distinct horizons, deposition of sedimentary layers and C14 dating, faulting events have been identified affecting unconsolidated sediments in the trench. The penultimate 373 BC event and the two younger events with a throw of 0.93 m and 1.37 m respectively, the third event, with a throw of 0.44 m, suggest a variable seismic history.

KEY WORDS: Active fault, Heliki, Corinthian Gulf, Paleoseismology.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

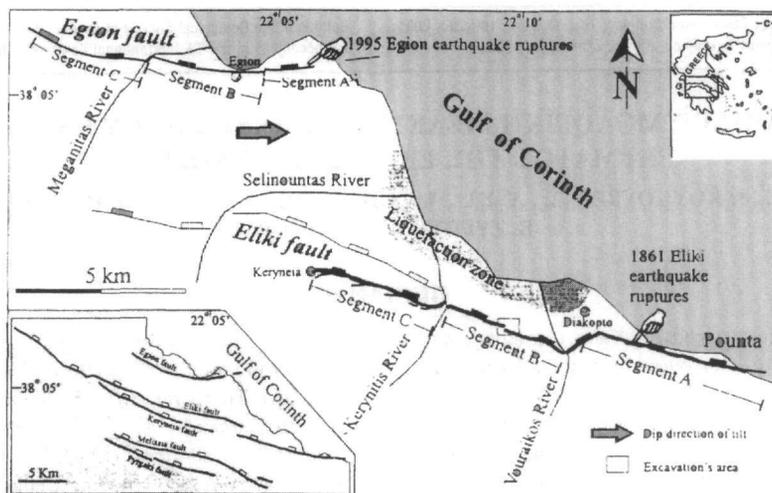
Το ρήγμα της Ελίκης, είναι μια σημαντική νεοτεκτονική δομή (περίπου 40km μήκος) του δυτικού Κορινθιακού (Αιγιαλεία) που συνδέεται με δύο τουλάχιστον βεβαιωμένους σημαντικούς καταστροφικούς σεισμούς, 373 π.Χ. και 1861 (Schmidt 1879, Μαρινάτος 1960, Mouyaris et al. 1992, Soter & Katsonopoulou 1998, Papadopoulos 2000, Koukouvelas 1998) και πιθανώς με το σεισμό του 1402. Το ρήγμα επηρεάζει τους τριαδικο-ιουρασιακούς ασβεστόλιθους και κυρίως τα πλειοκαινικά κροκαλοπαγή (νότιο τμήμα, ανυψωμένο τέμαχος) και διαμορφώνει το σημερινό ανάγλυφο, με την παράκτια ζώνη (βόρειο τμήμα – βυθιζόμενο τέμαχος) των τεταρτογενών – αλλουβιακών ποταμοχειμάρων αποθέσεων (Doutsos & Piper 1990, Collier et al. 1992, Doutsos & Roulimenos 1992, Koukouvelas 1998a, Koukouvelas et al 2001). Με βάση τη γεωμορφολογία και τη γεωμετρία του (stepping) το ρήγμα της Ελίκης μπορεί να διακριθεί σε δύο τουλάχιστον τμήματα (segments), ανατολικό και δυτικό με διαχωριστική γραμμή τον Κερυνίτη ποταμό (σχήματα 1,2,3).

Με τον όρο παλαιοσεισμολογία δηλώνεται η έρευνα με γεωλογικά κριτήρια της φύσης, του χρόνου γένεσης, της θέσης και του μεγέθους στιγμιαίων τεκτονικών συμβάντων, δηλαδή σεισμών, πριν από τη λειτουργία σεισμολογικών οργάνων (Ολόκαινο-Υστεροπλειστόκαινο), ώστε να κατανοήσουμε τη σεισμική ιστορία γνω-

* PALEOSEISMOLOGICAL INVESTIGATION OF THE EASTERN “SEGMENT” OF THE HELIKI FAULT, GULF OF CORINTH, GREECE.

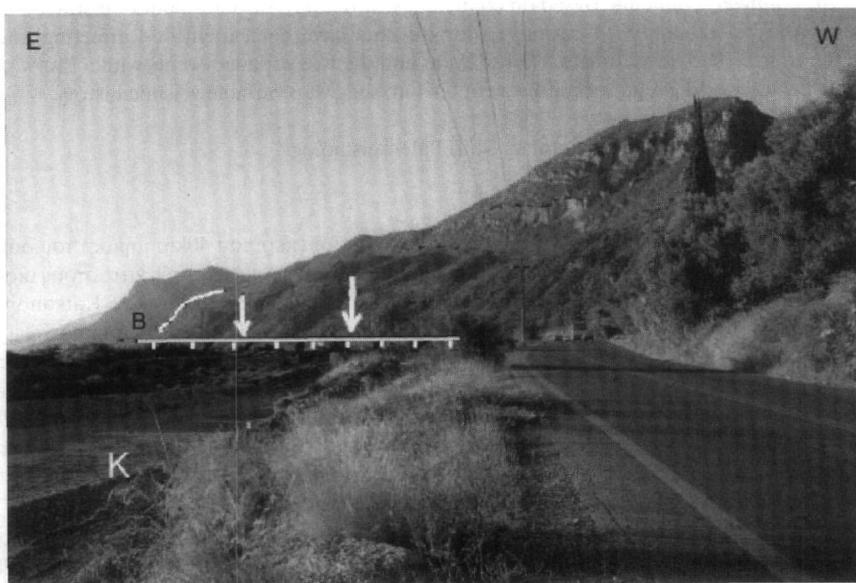
1.Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ., 54006 Θεσ/νίκη

2.Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπ/μιο Πατρών.



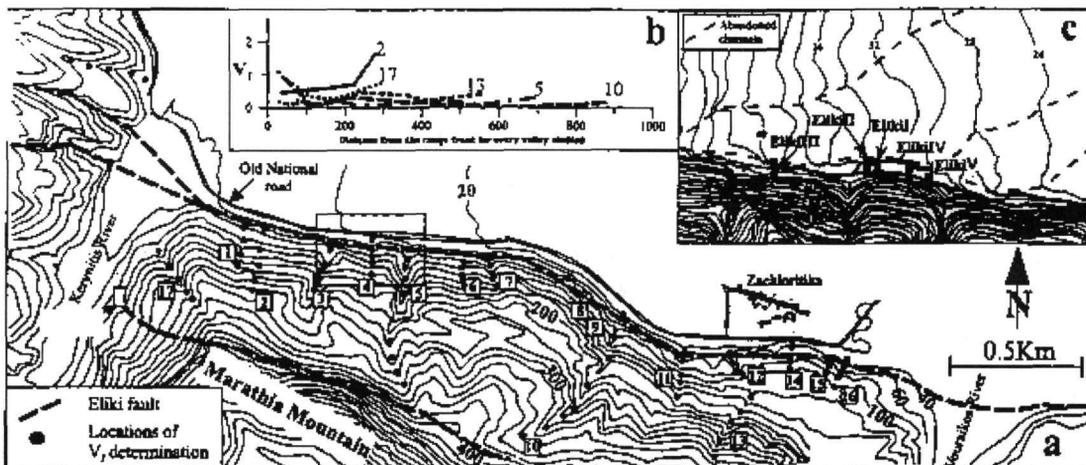
Σχ.1 Τεκτονικό σχέδιο της υπό μελέτη περιοχής, που δείχνει τα κύρια κανονικά ρήγματα, σεισμικές διαρρήξεις και μακροσεισμικά χαρακτηριστικά τα οποία σχετίζονται με τους σεισμούς του 1861 στην Ελίκη (τροποποιημένο μετά τον Schmidt, 1879) και του 1995 στο Αίγιο (δεδομένα από Κουκουβέλα και Λούτσο, 1996). Στο ένθετο εμφανίζονται τα πέντε κανονικά ρήγματα νότια του Αιγίου, στη νοτιοδυτική ακτή του Κορινθιακού κόλπου.

Fig.1 Tectonic sketch of the study area, showing major normal faults, earthquake related ruptures and macroseismical features associated to the 1861 Heliki (modified after Schmidt, 1879) and 1995 Egeion earthquakes (data from Koukouvelas and Doutsos, 1996). Inset shows the five named normal faults south of Egeion, on the southwestern shore of the gulf of Corinth.



Σχ.2 Φωτογραφία του Ανατολικού τμήματος του ρήγματος της Ελίκης, μεταξύ των ποταμών Κερυνίτη (Κ) και Βουραικού (Β). Με βέλη δείχνονται οι θέσεις των παλαιοσεισμικών εκσκαφών.

Fig.2 Photograph that shows the eastern part of the Heliki fault, between the rivers Kerynites (K) and Vouraikos (B). The arrows show the palaeoseismological trenches.



Σχ.3 (α) Μορφοτεκτονικός χάρτης της περιοχής, που δείχνει τη ρηξιγενή ζώνη της Ελίκης και το σύστημα αποστράγγισης κατά μήκος του πρηνούς του ρήγματος. Τα έντονα νούμερα δείχνουν τις ισοψείες με ισοδιάσταση 100m και τα αριθμημένα πλαίσια απεικονίζουν τα ρέματα που αποστραγγίζουν το πρηνές του ρήγματος. (β) Διάγραμμα που δείχνει δεδομένα V_f στα πέντε μεγαλύτερα ρέματα αποστράγγισης του πρηνούς του ρήγματος. Το νούμερο στο διάγραμμα ανταποκρίνεται στα αριθμημένα ρέματα του μορφοτεκτονικού χάρτη. (γ) Λεπτομερής τοπογραφικός χάρτης με ισοδιάσταση τεσσάρων μέτρων που δείχνει την τοποθεσία των τομών (μαύρα ορθογώνια) και τους αποξηραμένους παραποτάμους του Κερυνίτη ως διακεκομμένες γκριζές γραμμές.

Fig. 3 (a) Morphotectonic map of the study area, showing the Heliki fault zone and drainage pattern across the fault scarp. The rectangle shows the area of the detailed topographic map. (b) Diagram showing V_f data in the five longer streams draining the fault scarp. Number in the diagram corresponds to the numbered streams on the morphotectonic map. (c) Detailed topographic map, contouring at 4 meters interval, showing the location of trenches as solid parallelograms and abandoned branches of the Kerynitis river as dashed grey lines.

στών ενεργών ρηγμάτων για την καλύτερη εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας μιας περιοχής (Crone & Omdahl 1987, McCalpin 1996, Pavlides 1996, Yeats et al. 1997, Pavlides et al. 1999, Παυλίδης & Χατζηπέτρος 2000). Οι παλαιοσεισμολογικές μελέτες με την εκσκαφή τομών και την τεκτονοστρωματογραφική ανάλυση μπορούν να συμπληρώσουν και να επεκτείνουν σε βάθος χρόνου τα ελλιπή σεισμολογικά στοιχεία, ενώ η λεπτομερής στρωματογραφική ανάλυση των πρόσφατων ιζημάτων που σχετίζονται με το ρήγμα, η αποτύπωσή τους σε κλίμακα συνήθως 1:20 και οι ακριβείς χρονολογήσεις βοηθούν συνήθως στην παλαιοπεριβαλλοντολογική κατανόηση της ευρύτερης περιοχής σε σχέση με τις επαναδραστηριοποιήσεις των ρηγμάτων.

Στην εργασία αυτή δίνονται στρωματογραφικά και τεκτονικά στοιχεία από πέντε (5) παλαιοσεισμολογικές τομές (εκσκαφές διαστάσεων μήκους 8m x βάθους 4m και πλάτους 2m περίπου) που πραγματοποιήθηκαν κατά τα έτη 1998, 1999 και 2000 στο ανατολικό τμήμα του ρήγματος της Ελίκης (Ριζόμυλος-Ζαχλορίτικα, σχ. 2) και τα πρώτα συμπεράσματα για την παλαιοπεριβαλλοντική σχέση ρήγματος - Κερυνίτη ποταμού και τις επαναδραστηριοποιήσεις του (παλαιοσεισμοί) σε ιστορικά και προϊστορικά χρόνια.

2. ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ ΤΩΝ ΤΟΜΩΝ

Στις πέντε τομές που διανοίχτηκαν κάθετα στο ίχνος του ρήγματος βρέθηκαν τέσσερις διακριτοί στρωματογραφικοί οριζόντες που είναι οι ακόλουθοι από τον κατώτερο προς τον ανώτερο:

Χερσογενείς ερυθρόχρωμοι ποτάμιας προέλευσης σχηματισμοί. Τα στρώματα αυτά εκτιμάται ότι έχουν μέγιστο πάχος 3 m και εμφανίζονται κυρίως στις τομές I και II. Στο στρώμα περιέχονται κυρίως ασβεστολιθικές κροκάλες και στο ανώτερο τμήμα του εμφανίζονται ασβεστιτικά συγκρίματα υποδηλώνοντας εδαφογένεση.

Ποτάμιας αποθέσεις. Περιλαμβάνουν κροκαλοπαγή με μέγεθος μεγάλο άξονα κροκάλων από 7 έως 25 εκατοστά, που εμφανίζονται σε όλες τις τομές. Το μέγιστο πάχος του σχηματισμού είναι 2,5 m και απαντάται στην τομή IV. Κροκαλομετρία στις τομές IV, V και μακροσκοπικές παρατηρήσεις στις υπόλοιπες τομές και γεωτρήσεις έδειξαν ότι η απόθεση του κροκαλοπαγούς αυτού πιθανόν να έχει προέλθει από έναν ποταμό με ροή από δυτικά προς τα ανατολικά, γεγονός που υποδηλώνει ότι τα κροκαλοπαγή έχουν προέλθει από τις ροές του Κερυνίτη ποταμού.

Κολουβιακές αποθέσεις. Περιλαμβάνουν κόκκινου ή καφέ χρώματος πολύμεικτες αποθέσεις που εσωτερικά διαφοροποιούνται ανάλογα με το βαθμό εδαφογένεσης. Το μέγιστο πάχος των στρωμάτων, αν και ποικίλει, είναι περίπου 2 m και εμφανίζεται στην τομή I. Στις κολουβιακές αποθέσεις διαδεδομένη είναι η παρεμβολή παλαιοεδαφικών οριζόντων που αντιστοιχούν σε περιόδους τεκτονικής ησυχίας.

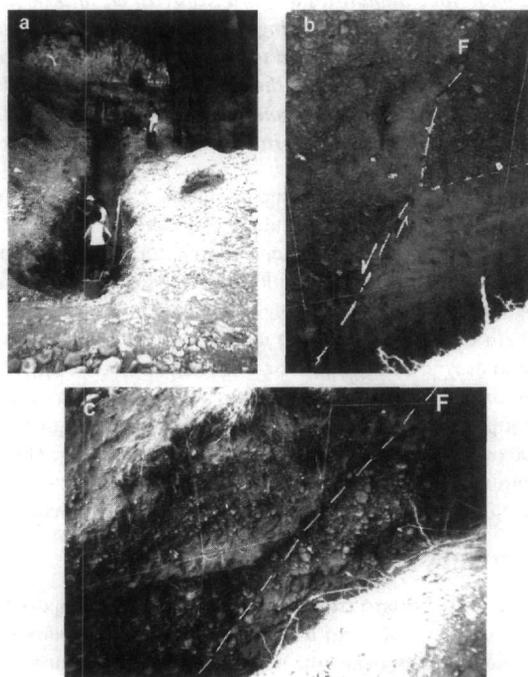
Αποθέσεις λοσποροών. Περιλαμβάνουν κροκαλοπαγή κίτρινου χρώματος σε φακούς μέγιστου πάχους 1 m. Οι αποθέσεις αυτές έχουν πλευρική σχέση με τις κολουβιακές αποθέσεις.

3. ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΩΝ ΤΟΜΩΝ

Από τις τομές που διανοίχτηκαν μεγαλύτερο ενδιαφέρον από άποψη παλαιοσεισμολογίας παρουσιάζουν οι τομές I, IV, V και για το λόγο αυτό περιγράφονται λεπτομερέστερα.

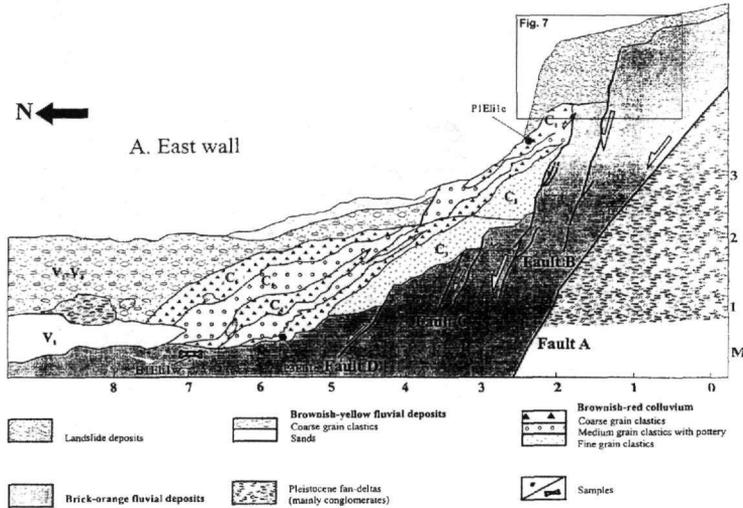
Τομή I. (σχ. 4) Ένα ρήγμα, που αναπτύσσεται σε απόσταση 1m από το περιθωριακό κύριο ρήγμα της Ελίξης, επηρεάζει το σύνολο σχεδόν των στρωμάτων μέχρι και το παλαιοέδαφος ηλικίας 750 περίπου ετών (C14) με μέγιστο άλμα στους ανώτερους οριζόντες 0.93m. Ανεπηρέαστος παραμένει μόνο ο πολύ πρόσφατος εδαφικός μανδύας (κολουβιακές αποθέσεις και σύγχρονο έδαφος) πάχους 0.30-0.80m, ο οποίος συμμετέχει επιφανειακά στη διαμόρφωση του τεκτονικού πρσανούς. Ένα δεύτερο παράλληλο ρήγμα με άλμα 1.37m διακόπτει ενδιάμεσους στρωματογραφικούς οριζόντες και είναι υπεύθυνο για τη δημιουργία δύο μικρών κολουβιακών σφηνών, στο κατερχόμενο τέμαχος. Πιθανώς να συνδέεται με συν-σεισμική μετατόπιση πριν το μεγάλο σεισμό του 1861. Το τρίτο ρήγμα που επηρεάζει βαθύτερα στρώματα, ηλικίας μετά-ελληνιστικής έως πρώιμης Ρωμαϊκής εποχής, με βάση τον προσδιορισμό θραυσμάτων κεραμικών και με κατακόρυφη μετατόπιση 0.44m, συνδέεται με θαμμένο παλαιοπρανές και κολουβιακή σφήνα.

Τομή IV. (σχ.6) Τρία ρήγματα (1,2,3) εμφανίζονται στην τομή αυτή που μετατοπίζουν τις ποτάμιες και τις κολουβιακές αποθέσεις. Όλα τα ρήγματα κλίνουν προς τα βόρεια και η μέση κλίση τους είναι μεγαλύτερη των



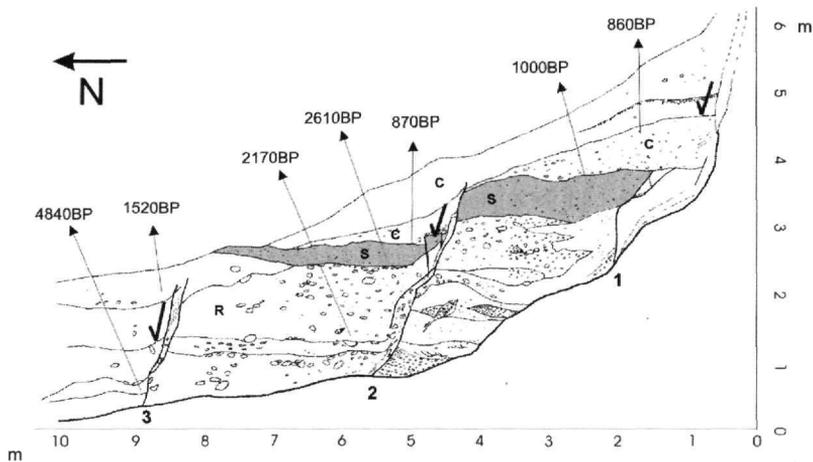
Σχ.4 Φωτογραφία (a): Η εκσκαφή (τομή) IV (Ιούλιος 2000) σε γενική άποψη. (b): Λεπτομέρεια του ρήματος με άλμα που επηρεάζει τις άμμους και τα κροκαλοπαγή (ποτάμιες αποθέσεις) και στο πάνω αριστερό άκρο διακρίνεται μία «κολουβιακή σφήνα». (c) : Λεπτομέρεια από την τομή V όπου φαίνεται η μετατόπιση των παλαιοκροκαλοπαγών του Κερυνίτη. Κάναβος 1x1 m. (F=Ρήγμα)

Fig.4 Photo (a): The trench IV (July 2000) in general view. (b) : detail of the fault displacement that affects sands and conglomerates (stream deposits) on the top left corner a collouivial wedge can be seen. (c) : Detail from trench V where a displacement of paleo-conglomerates of Kerynites can be seen. Grid 1x1 m. (F=Fault)



Σχ.5: Η παλαιοσεισμολογική τομή I σε σκίτσο μετά από αποτύπωση σε κλίμακα 1:20. Fault A: Περιθωριακό κύριο ρήγμα Ελέκης. Fault B: Το πρώτο ρήγμα-διάρρηξη του σεισμού του 1861. Fault C-D: Παλαιότερης δραστηριοποίησης. (N= βορράς)

Fig.5: Log of the trench Heliki I, Initial mapping 1:20. Dashed line shows the roll-over anticline. Fault A: Marginal main fault of Heliki. Fault B: 1861 fault trace. Fault C-D: Older (post-Hellenistic) fault re-activation.

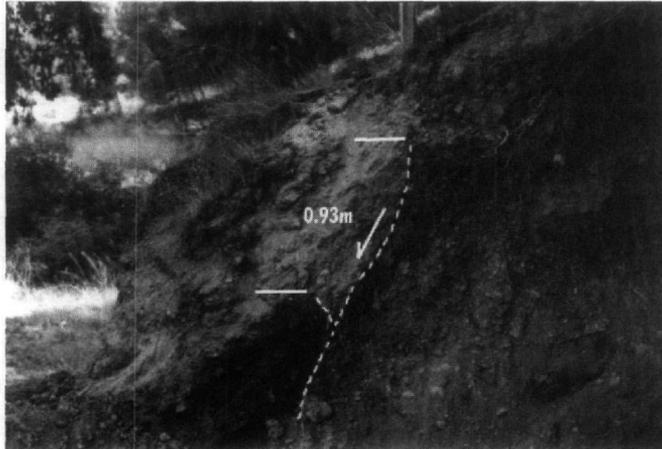


Σχ.6 Η τομή IV. Αριθμοί: χρονολογήσεις με C_{14} από το παρόν (1950). 1,2,3: Ρήγματα. C: Κολούβια, S: Άμμος, R: Ποτάμιας αποθέσεις.

Fig.6 Log of trench IV. Numbers: C_{14} date Before Present (1950) Radiocarbon Analysis. The University of Georgia, USA. 1,2,3: Faults. C: Coluvium, S: Sand, R: River deposits.

60°. Με βάση τις μετατοπίσεις των κολουβιακών αποθέσεων τα ρήγματα 2 και 3 έχουν μετατοπίσεις 0,75 και 0,30 m αντίστοιχα. Το περιθωριακό κύριο ρήγμα μεταξύ υποβάθρου και σύγχρονων αποθέσεων στο νοτιότερο άκρο της τομής εκτιμάται ότι έχει μετατόπιση (άλμα) που υπερβαίνει τα 4 m.

Τομή V. Στην τομή εμφανίζονται τέσσερα ρήγματα τα οποία μετατοπίζουν τους κολουβιακούς και τους ποτάμιας σχηματισμούς. Όλα τα ρήγματα κλίνουν προς βόρεια και η αριθμητική τιμή της κλίσης τους είναι ανάλογη των κλίσεων των ρηγμάτων στην τομή IV. Από τα ρήγματα αυτά το περιθωριακό ρήγμα εκτιμάται ότι έχει κατακλαστική ζώνη πάχους 20 cm και άλμα μεγαλύτερο των 4 m. Τα τρία ρήγματα στην τομή έχουν άλματα από το νοτιότερο προς το βορειότερο 0,70, 0,60 και 0,80 m.



Σχ.7: Η κατακόρυφη μετατόπιση (άλμα) 0.93m μεταξύ του κροκαλοπαγούς της βάσης (Brick orange fluvial deposits, Koukouvelas et al 2001), παλαιοεδάφους (palaeosoil) ηλικίας 750 χρόνων (C_{1d}) και νεότερων πλευρικών κορημάτων (colluvium+soil), όπως αποκαλύφθηκε στην εκσκαφή I.

Fig.7: The vertical displacement 0.93m, between the conglomerate of the base (Brick orange fluvial deposits, Koukouvelas et al 2001), 750 years old palaeosoil (C_{1d}) and recent colluvium and soil, as it was exposed in the trench I.

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

1. Η τεκτονική δραστηριότητα στην περιοχή των παλαιοσεισμολογικών τομών είχε σαν αποτέλεσμα η ροή του κύριου κλάδου του Κερυνίτη ποταμού να είναι παράλληλα προς το ρήγμα της Ελίτης, με κατεύθυνση από τα δυτικά προς τα ανατολικά. Μεταγενέστερες τεκτονικές επαναδραστηριοποιήσεις του ρήγματος σε συνδυασμό με πλημμυρικά φαινόμενα εκτρέπουν τη ροή του ποταμού προς τα δυτικά μέχρι τη σημερινή του θέση.
2. Τουλάχιστον τρεις σεισμοί έχουν ανιχνευθεί στο ανατολικό κλάδο του ρήγματος της Ελίτης, νεότεροι του γεγονότος του 373π.Χ. Ο νεότερος με άλμα 0.93m συνδέεται με το σεισμό 1861 (επιβεβαίωση του μέγιστου συν-σεισμικού άλματος του Schmidt 1879). Οι δύο άλλοι μπορούν να συσχετιστούν ο πρώτος με σεισμό των ρωμαϊκών χρόνων και ο δεύτερος άγνωστος.
3. Με βάση τις μετατοπίσεις επί των ρηγμάτων και εμπειρικά διαγράμματα μετατόπισης-μεγέθους σεισμού εκτιμάται ότι οι σεισμοί που έγιναν επί του ρήγματος ήταν της τάξης μεγέθους των 6.6 R. (Wells R Copper-smith 1994, Pavlides et al 2001)

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Η εργασία αυτή μερικά χρηματοδοτήθηκε από τα Γεωλογικά τμήματα των Πανεπιστημίων Πατρών και Θεσσαλονίκης και το Ευρωπαϊκό Ερευνητικό πρόγραμμα CORSEIS. Ευχαριστούμε τους συνεργάτες μας στο πρόγραμμα CORSEIS : P.Bernard, D.Pantosti, M. P. DeMartini, R.Collier, I. Stewart και τους S. Soter και N. Κατσονοπούλου, για τις συζητήσεις, τους προβληματισμούς και τη βοήθεια τους στην ύπαιθρο.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- COLLIER, R.E., LEEDER, M.R., ROWE, P.J., ATKINSON, T.C., 1992. Rates of tectonic uplift in the Corinth and Megara basins, central Greece. *Tectonics* 11, 1159-1167.
- CRONE, A.J., OMDAHL, M.E., 1987. Direction in paleoseismology. USGS, Proceedings Conference XXXIX, Open-File report 87-637, 456 pp.
- DOUTSOS, T., PIPER, D.J.W., 1990. Listric faulting, sedimentation, and morphological evolution of the Quaternary eastern Corinth rift, Greece: first stages of continental rifting. *Bulletin of the Geological Society of America* 102, 812-829.
- DOUTSOS, T., POULIMENOS, G., 1992. Geometry and kinematics of active faults and their seismotectonic significance in the western Corinth-Patras rift (Greece). *Journal of Structural Geology* 14, 689-699.
- DOUTSOS, T., KONTOPOULOS, N., POULIMENOS, G., 1988. The Corinth-Patras rift as the initial stage of

- continental fragmentation behind an active island arc (Greece). *Basin Research* 1, 177-190.
- KOUKOUVELAS, I.K., 1998a. Transfer zones along active normal faults in Peloponnesus, Greece. *Bulletin of Geological Society of Greece* 32, 221-229.
- KOUKOUVELAS, I.K., 1998b. The Egion fault, earthquake-related and long-term deformation, Gulf of Corinth, Greece. *Journal of Geodynamics* 26, 501-513.
- KOUKOUVELAS, I.K., DOUSOS, T., 1996. Implication of structural segmentation during earthquakes: the 1995 Egion earthquake, Gulf of Corinth, Greece. *Journal of Structural Geology* 18, 1381-1388.
- KOUKOUVELAS I., STAMATOPOULOS L., KATSONOPOULOU D. AND PAVLIDES S. 2001. A paleoseismological and geoarchaeological investigation of the Eliki fault, Gulf of Corinth, Greece. *J. Struct. Geol.*, V23, 2-3, 531-543
- MARINATOS, S.N., 1960. A submerged town of classical Greece. *Arcaeology* 113, 186-193.
- MOUYARIS, N., PAPASTAMATIOU, D., VITA-FINZI, C., 1992. The Helice fault? *Terra Nova* 4, 124-129.
- PAPADOPOULOS, G.(Ed), 2000, Historical Earthquakes and Tsunamis in the Corinth Rift, Central Greece. *Nat. Observ. Athens, Inst. Geodyn.* 128pp.
- PAVLIDES, S., 1996. First Palaeoseismological Results from Greece. *Annali di Geophysica* 39, 545-555.
- PAVLIDES, B.S., ZHANG, P., PANTOSTI, D., 1999. Earthquakes, active Faulting, and paleo-seismological studies for the reconstruction of seismic history of faults. *Tectonophysics* 308, vii-x,.
- PAVLIDES S., CAPUTO R., CHATZIPETROS A., 2000. Empirical relationships among earthquake magnitude, surface ruptures and maximum displacement in the broader Aegean Region. Panayides et. al. (eds.), 2000, *Proc. 3rd I.C.G.E.M.*
- ΠΑΥΛΙΔΗΣ, Σ. & ΧΑΤΖΗΠΕΤΡΟΣ, Α., 2000. Γεωλογία των Σεισμών - Σημειώσεις Νεοτεκτονικής, Α.Π.Θ. Πανεπ/κο Τυπογρ., σελ.130.
- SCHMIDT, J., 1879. *Studienunber Erdbeben*, pp. 68-83. Leipzig.
- SOTER, S., KATSONOPOULOU, D., 1998. The search for ancient Helike, 1988-1995: Geologicall, Sonar and Bore hole Studies. In: Katsonopoulou, D., Soter, S., Scilardi, D., (Eds.) *Ancient Helike and Aigialeia: Proceedings of the Second International Conference, Aigion, December 1995*, 67-116.
- WELLS, D.L. & COPPERSMITH, J.K., 1994. New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area and Surface Displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, p.974-1002.
- YEATS, S.R., SIEH, K., ALLEN R. C., 1997. *The Geology of Earthquakes*. Oxford Univ. Press. New York. 568pp.

ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΚΙΝΗΣΕΙΣ, ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΕΣΗ ΚΑΙ ΔΙΑΚΥΜΑΝΣΗ ΤΗΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΤΗΣ ΛΙΜΝΗΣ ΒΕΓΟΡΙΤΙΔΑΣ ΣΤΟ ΑΝΩΤΕΡΟ ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΕΣ*

Δ. ΣΑΚΕΛΛΑΡΙΟΥ¹, Γ. ΡΟΥΣΑΚΗΣ¹, Χ. ΚΡΑΝΗΣ¹, Ε. ΚΑΜΠΕΡΗ¹, Π. ΓΕΩΡΓΙΟΥ¹
& Ν. ΣΚΟΥΑΙΚΙΔΗΣ¹

ΣΥΝΟΨΗ

Η λίμνη καταλαμβάνει το χαμηλότερο τμήμα της νεοτεκτονικής λεκάνης Βεγορίτιδας, η εξέλιξη της οποίας ελέγχεται από την ομόνυμη ρηξιγενή ζώνη που οριοθετεί τη λεκάνη προς Δ. Το ρήγμα Αγίου Παντελεήμονα, με διεύθυνση Α-Δ και κίνηση οριζοντίας ολίσθησης, χωρίζει την λεκάνη σε ένα βόρειο τμήμα με έντονες νεοτεκτονικές κινήσεις και ένα νότιο τμήμα λιγότερο ενεργό. Υψηλής διακριτικότητας γεωφυσικές τομές Boomer από την λίμνη Βεγορίτιδα έδειξαν την παρουσία δύο σεισμικοστρωματογραφικών ακολουθιών στα ανώτερα 50-60m. του υποστρώματος, μεταξύ των οποίων παρεμβάλλεται μία επιφάνεια ασυμφωνίας με διαβρωσιγενή χαρακτήρα. Η διαβρωσιγενής επιφάνεια αντιπροσωπεύει χαμηλή στάθμη της λίμνης κατά την περίοδο πριν 13.000yr, δηλαδή λίγο μετά το τέλος της τελευταίας παγετώδους περιόδου. Η κατακόρυφη κατανομή του ισότοπου ²¹⁰Pb σε πυρήνα από τα ιζήματα της λίμνης έδειξε ότι ο ρυθμός ιζηματογένεσης της λίμνης επηρεάστηκε έντονα από την ανθρωπογενούς προέλευσης υποβίβαση της στάθμης της λίμνης τα τελευταία 45 χρόνια.

SUMMARY

Lake Vegoritis is a 20km long lake located within the NE-SW oriented, Late Pliocene - Quaternary Vegoritis neotectonic depression. More than 200km of high resolution Boomer profiles provided valuable data on the recent evolution of the area.

Two main seismic units separated from each other by an erosional surface (Reflector "W") were recognized in the upper 50-60m below the lakebed. The upper seismic unit is an overlapping basin fill characterized by parallel, sub-horizontal internal reflectors. The thickness of the unit reaches 15-20m in the deeper part of the lake. The lower seismic unit is a parallel-stratified unit with continuous internal reflections, slightly folded or inclined. We interpret Reflector "W" as the peri-lake land-surface during the last lake-level low stand, i.e. during the last glacial maximum. The lake has amassed on average 15-20m of sediments since the end of Wurm Glacial Period with a mean sedimentation rate of about 1m/kyr. ²¹⁰Pb geochronology applied on a sediment core recovered in front of the main water stream outflow yielded maximum sedimentation rate of 0.4cm/y for the time before 1956 and 0.6cm/y since 1956. The later is attributed to the dramatic man-induced lowering of the lake level by more than 30m between 1956-1990.

Both the lakebed and the sediments below dip gently westwards, towards the SW-NE trending Vegoritis marginal fault. Slope failure phenomena occur in various stratigraphic levels along the fault-controlled western steep slope. The newly discovered E-W trending Ag Panteleimon fault divides Vegoritis fault into a northern active segment and a southern less effective one. On the seismic profiles the southern fault block subsides forming a 2m high morphological step on the lakebed, while the lake sediments are slightly folded. Further to the west Ag. Panteleimon fault separates Jurassic marbles to the north from Pleistocene conglomerates to the south and divides the NE-SW trending Petron-lake fault into two segments. We interpret Ag. Panteleimon fault as a dextral strike slip fault with minor normal component.

In conclusion, strike slip movements have significantly influenced the formation and evolution of the Late Pliocene-Quaternary Vegoritis asymmetric graben and possibly of other basins in NW Greece. Despite the "suspicious" very low seismicity of the area, both normal and strike slip faults remain presently active with high seismic potential.

* NEOTECTONIC MOVEMENTS, SEDIMENTATION AND WATER-LEVEL FLUCTUATION OF THE LAKE VEGORITIS IN UPPER QUATERNARY

1. Εθνικό Κέντρο Θαλάσσιων Ερευνών, Αγίος Κοσμάς 16604 Ελληνικό, Αθήνα

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Νεοτεκτονική, ενεργά ρήγματα, οριζόντια ολίσθηση, ασύμμετρη λεκάνη, ταχύτητα ιζηματογένεσης, παγετώδης περίοδος, διακύμανση στάθμης, ισότοπο ^{210}Pb

KEY WORDS: Neotectonics, active faults, strike slip, asymmetric basin, sedimentation rate, glacial period, lake level fluctuation, ^{210}Pb

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η λίμνη Βεγορίτις είναι μια φυσική λίμνη, η οποία καταλαμβάνει το χαμηλότερο τμήμα της νεοτεκτονικής λεκάνης Βεγορίτιδας (Εικ. 1) και στερείται επιφανειακής απορροής. Η επιμήκης λεκάνη της Βεγορίτιδας έχει διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ, μήκος 25-30 χλμ., πλάτος 5 χλμ. περίπου και ευρίσκεται σε υψόμετρο 500-550 μ., μεταξύ των οροσειρών Βόρα προς Δ. (υψ. 2000μ.) και Βέρμιον ανατολικά (υψ. 1600μ.). Αποτελεί τμήμα της μεταλπικής λεκάνης Φλώρινας – Βεγορίτιδας – Πτολεμαΐδας, η οποία δημιουργήθηκε στο Μέσο – Ανώτερο Μειόκαινο με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ και συνιστά τη σημαντικότερη μεταλλική εφελκυστική δομή της ΒΔ Ελλάδας (Pavlidis & Moundrakis, 1987).

Προαλπικοί γνεύσιοι και αμφιβολίτες και αλπικοί σχιστόλιθοι και μάρμαρα της Πελαγονικής Μάζας και του μετα-ιζηματογενούς καλύμματος της δομούν το υπόβαθρο της λεκάνης Φλώρινας – Βεγορίτιδας – Πτολεμαΐδας και εμφανίζονται στα περιθώρια αυτής (Brunn 1956, Moundrakis 1984). Κροκαλοπαγή, μάργες, άργιλοι και ξυλίτες Ανωμειοκαινικής ηλικίας αποτελούν τα αρχαιότερα ιζήματα της λεκάνης (Velitzelos & Petrescu 1981). Αργιλικές αποθέσεις και λιγνίτες Πλειοκαινικής ηλικίας καθώς επίσης Τεταρτογενή κροκαλοπαγή, κώνιο κορημάτων και αλλουβιακές αποθέσεις συμπληρώνουν τη στρωματογραφική στήλη της λεκάνης (Van de Veerd 1979, Koufos 1982, Ioakim 1984).

Εφελκυσμός διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ κατά το Αν. Πλειόκαινο και Τεταρτογενές οδήγησε στη δημιουργία τεκτονικών τάφρων και υβωμάτων διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ, κάθετα προς τη διεύθυνση της κύριας λεκάνης (Pavlidis & Moundrakis 1987), με πλέον χαρακτηριστικό παράδειγμα τη λεκάνη Βεγορίτιδας.

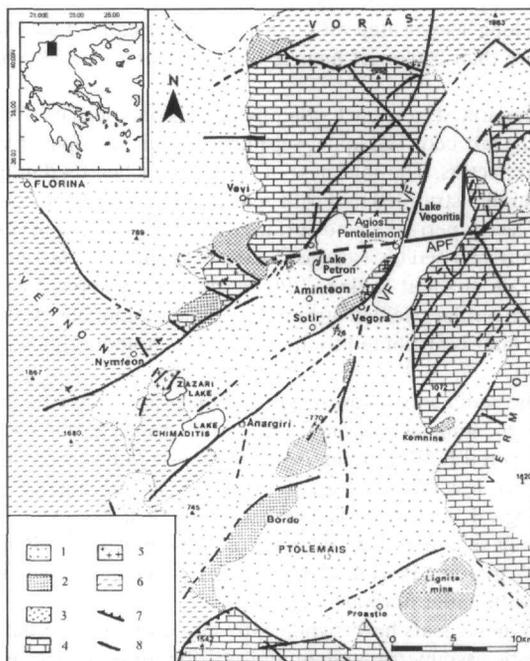


Fig. 1: Geological map of the Florina – Ptolemais basin (modified after Pavlidis & Moundrakis, 1987). 1: Quaternary, 2: Neogene, 3: Ophiolites, 4: Marbles (Mesozoic), 5: Granites (U. Carboniferous), 6: Metamorphics (L. Paleozoic), 7: Overthrust, 8: Fault. APF: Agios Panteleimon Fault, VF: Vegoritida Fault.

Εικ. 1: Γεωλογικός χάρτης της λεκάνης Φλώρινας – Πτολεμαΐδας (τροποπ. από Pavlidis & Moundrakis, 1987). 1: Τεταρτογενές, 2: Νεογενές, 3: Οφιόλιθοι, 4: Μάρμαρα (Μεσοζωικό), 5: Γρανίτες (Α. Λιθανθρακοφόρο), 6: Μεταμορφωμένα πετρώματα (Κ. Παλαιοζωικό), 7: Επώθηση, 8: Ρήγμα. APF: Ρήγμα Αγ. Παντελεήμονα, VF: Ρήγμα Βεγορίτιδας

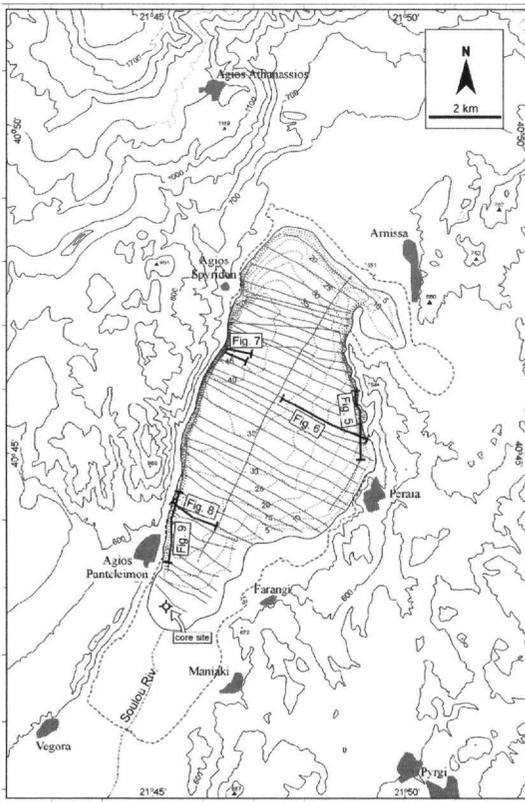


Fig. 2: Topographical, bathymetric and track line map. Contour interval is 100m, depth contour interval (dotted lines) is 5m. Dashed line shows the coastline shown in the HAGS topographic maps.

Εικ. 2: Τοπογραφικός, βυθομετρικός και χάρτης ακουστικών τομών της Λίμνης. Ισοδιάσταση των υψομετρικών καμπυλών είναι 100μ. και των βαθυμετρικών καμπυλών (εστιγμένες καμπύλες) 5μ.

Η διακεκομμένη γραμμή αντιπροσωπεύει την ακτογραμμή όπως εμφανίζεται στους τοπογραφικούς χάρτες της ΓΥΣ

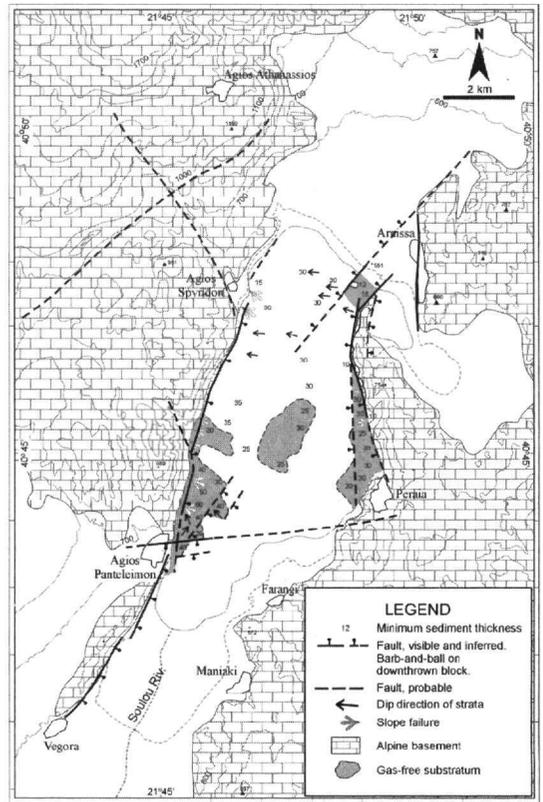


Fig. 3: Tectonic and geological map of Lake Vegoritida. Faults and geology on land after Matarangas (1981); Brunn (1982); Pavlides & Mountrakis (1987); Mercier et al (1988) and Koukoulas (1997).

Εικ. 3: Τεκτονικός και γεωλογικός χάρτης της Λίμνης Βεγορίτιδας. Τα γεωλογικά και τεκτονικά στοιχεία στη χέρσο προέρχονται από Matarangas (1981); Brunn (1982); Pavlides & Mountrakis (1987); Mercier et al (1988) and Koukoulas (1997).

Το βόρειο τμήμα της λεκάνης Βεγορίτιδας, με την ομώνυμη λίμνη, έχει αναπτυχθεί μεταξύ των μαριάρων του Πελαγονικού Καλύμματος που εμφανίζονται στις περιβάλλουσες οροσειρές του Βόρα δυτικά και του Βεομίου ανατολικά και χαρακτηρίζεται από ευδιάκριτα περιθώρια προς το αλπικό υπόβαθρο. Η ρηξιγενής ζώνη της Βεγορίτιδας, με διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ, οριοθετεί προς Δ τη λεκάνη και έχει δημιουργήσει υψομετρική διαφορά της τάξης των 1000m περίπου μεταξύ του ορεινού όγκου του Βόρα και της λεκάνης. Λιμναίες και ποταμοχειμάριας αλλουβιακές αποθέσεις καλύπτουν τη λεκάνη ενώ αλλουβιακοί κώνοι και κώνοι κορημάτων εμφανίζονται στα περιθώρια της.

Το νότιο τμήμα της λεκάνης Βεγορίτιδας έχει αναπτυχθεί μέσα στις μεταλλικές αποθέσεις της λεκάνης Φλώρινας-Πτολεμαϊδας-Βεγορίτιδας. Ανωμειοκαινικές-κατωπλειοκαινικές μάργες με ενδιαστρώσεις λιγνιτών δομούν τα περιθώρια του νότιου τμήματος της λεκάνης και υψώνονται περί τα 150-200m πάνω από αυτήν. Ο πυθμένας της λεκάνης καλύπτεται από Πλειστοκαινικά κροκαλοπαγή και αλλουβιακές αποθέσεις.

2. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Περίπου 200km υψηλής διακριτικότητας τομογραφιών και βαθυμετρικών τομών καταγράφηκαν κατά τη

διάρκεια των εργασιών πεδίου από τη λίμνη Βεγορίτιδα τον Σεπτέμβριο 1999 (Εικ. 2). Για τη καταγραφή των τομογραφιών χρησιμοποιήθηκε τομογράφος Boomer στα 175 Joule και εύρος συχνοτήτων του ηχητικού σήματος μεταξύ 1-2,5kHz. Με τα παραπάνω χαρακτηριστικά επιτεύχθηκε διείδυση του ηχητικού σήματος σε βάθος μέχρι περίπου 60m. κάτω από τον πυθμένα της λίμνης στις περιοχές στις οποίες τα ιζήματα της λίμνης δεν ήταν κορεσμένα σε βιογενές αέριο.

Συμπληρωματικά προς τα παραπάνω πραγματοποιήθηκε μία πυρηνοληψία στο νότιο τμήμα της λίμνης με σκοπό τον υπολογισμό του ρυθμού ιζηματογένεσης με τη μέθοδο του ισοτόπου ^{210}Pb .

3. ΒΑΘΥΜΕΤΡΙΑ

Τον Σεπτέμβριο 1999 η στάθμη της λίμνης βρισκόταν σε υψόμετρο 513-515 μ. Η λίμνη τη περίοδο αυτή είχε μέγιστο μήκος σε διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ περί τα 12 χλμ. και μέγιστο πλάτος 5 χλμ. (Εικ. 2). Το νότιο τμήμα της λίμνης χαρακτηρίζεται από μικρό βάθος και δέχεται την απόθεση των φερτών υλικών του ρέματος Σουλού, το οποίο διατρέχει το νότιο τμήμα της λεκάνης. Το βάθος της λίμνης αυξάνεται σταδιακά προς Βορρά και φθάνει τα 48m (απόλυτο υψόμετρο 465m περίπου). Το βαθύτερο τμήμα της λίμνης ευρίσκεται στη βάση του δυτικού απότομου πρανού. Αντίθετα προς Α το βάθος μειώνεται σταδιακά, γεγονός που προσδίδει σαφή ασυμμετρία στη μορφολογία του πυθμένα.

4. ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ

Τα μάρμαρα του πελαγονικού καλύμματος, τα οποία συνιστούν το υπόβαθρο των λιμναίων ιζημάτων, αποτελούν το ακουστικό υπόβαθρο των τομογραφιών Boomer και παρουσιάζονται στο δυτικό πρανές και κοντά στην ανατολική ακτή της λίμνης (Εικ. 3). Σε ένα μεγάλο τμήμα του υποστρώματος της λίμνης, η στρωματογραφία των ιζημάτων καλύπτεται από την παρουσία αερίων, τα οποία προέρχονται από την αναερόβια σήψη οργανικού υλικού. Στο υπόλοιπο τμήμα του υποστρώματος, κυρίως κοντά στην ανατολική και την δυτική πλευρά, αναγνωρίστηκαν δύο στρωσιγενείς σεισμικές ακολουθίες (Εικ. 4).

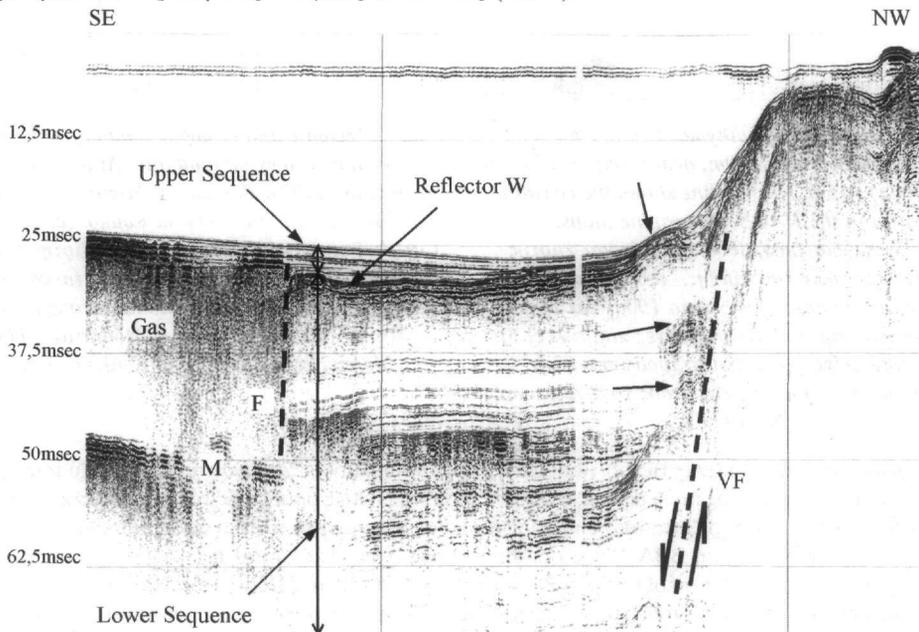


Fig. 4: BOOMER 175J seismic profile showing the western slope of the lake off Agios Panteleimon village. Note the inferred plain of Vegoritida fault and the slumping phenomena indicated by small arrows. A secondary synthetic fault (F) controls the mobilisation of organic gas within the sediments. M: multiple. For location see Fig. 3.

Εικ. 4: Τομογραφία BOOMER 175J από το δυτικό πρανές της λίμνης. Με διακεκομμένη γραμμή παρουσιάζεται η θέση του ρήγματος Βεγορίτιδας (VF). Τα μικρά βέλη δείχνουν δομές ολίσθησης. Ένα δευτερεύον ρήγμα (F) οριοθετεί την εξάπλωση του οργανικού αερίου στα ιζήματα. M: 2η ανάκλαση. Η θέση της τομής παρουσιάζεται

στην Εικ. 3.

Η κατώτερη ακολουθία χαρακτηρίζεται από συνεχείς παράλληλους ανακλαστήρες, οι οποίοι εναλλάσσονται με περισσότερο διαφανείς οριζόντες. Το μέγιστο ορατό πάχος της κατώτερης ακολουθίας φθάνει τα 45-50m. Η διείδωση του ηχητικού σήματος σε βάθος μέχρι 50-60m. κάτω από τον πυθμένα της λίμνης δεν επέτρεψε την παρατήρηση του δαπέδου της κατώτερης ακολουθίας. Οι σεισμικοί οριζόντες κλίνουν συστηματικά προς Δ, δηλαδή προς την ρηξιγενή ζώνη Βεγορίτιδας. Σε αρκετά σημεία κατά μήκος του δυτικού κυρίως αλλά και του ανατολικού πρσανούς, και σε διάφορα στρωματογραφικά επίπεδα, παρατηρήθηκαν δομές βαρυτικής ολίσθησης μαζών (Εικ. 4).

Η οροφή της κατώτερης ακολουθίας αποτελεί έναν ιδιαίτερο σεισμικό ανακλαστήρα με πολύ έντονη ανακλαστικότητα και σαφή χαρακτήρα διάβρωσης, ο οποίος στη συνέχεια θα αποκαλείται ανακλαστήρας W. Οι σεισμικοί οριζόντες της κατώτερης ακολουθίας διακόπτονται προς τα πάνω, ενώ οι οριζόντες της ανώτερης ακολουθίας καλύπτουν ασύμφωνα την υποκείμενη δομή. Σε τομές παράλληλες προς την ακτογραμμή της λίμνης διακρίνεται καθαρά η συγγένεια της μορφολογίας του ανακλαστήρα W με τη μορφολογία της παραλίμνιας χερσαίας περιοχής. Η αλληλουχία αντρερισμάτων και κοιλάδων της παραλίμνιας περιοχής συνεχίζεται χωρίς διακοπή προς τα κατάντι, κάτω από την στάθμη και τον σημερινό πυθμένα της λίμνης, στην 'υπο-πυθμείνα' μορφολογία του ανακλαστήρα W.

Η παραπάνω δομή του ανακλαστήρα W παρατηρήθηκε σε τομογραφίες κοντά στην δυτική και την ανατολική ακτή της λίμνης και σε συνολικό βάθος του ανακλαστήρα μέχρι 25-30m. από τη στάθμη της λίμνης. Σε μεγαλύτερα βάθη ο ίδιος ανακλαστήρας, όπου η μειωμένη παρουσία αερίων επιτρέπει την παρατήρηση του, διατηρεί την πολύ έντονη ανακλαστικότητα, δεν παρουσιάζει όμως χαρακτηριστικά διαβρωσιγενούς επιφάνειας. Αντίθετα παρεμβάλλεται μεταξύ των σεισμικών οριζόντων της κατώτερης και της ανώτερης ακολουθίας χωρίς να παρατηρούνται ενδείξεις ασυμφωνίας μεταξύ τους ή διακοπής της λιμναίας ιζηματογένεσης.

Η ανώτερη σεισμική ακολουθία χαρακτηρίζεται από συνεχείς και παράλληλες, ασθενείς ανακλάσεις, οι οποίες είναι παράλληλες και προς τον πυθμένα της λίμνης (Εικ. 4). Γενικά παρουσιάζει διαφανή χαρακτήρα συγκρινόμενη με την κατώτερη ακολουθία. Το πάχος της αυξάνεται από την ακτογραμμή προς το κέντρο της λίμνης και φθάνει μέχρι 15m περίπου. Δομές ολίσθησης μαζών παρατηρήθηκαν κυρίως κατά μήκος του δυτικού πρσανούς της λίμνης.

5. ΡΗΞΙΓΕΝΗΣ ΤΕΚΤΟΝΙΣΜΟΣ

Κατά μήκος της βάσης του δυτικού απότομου πρσανούς της λίμνης εντοπίζεται το ίχνος του βόρειου κλάδου της ρηξιγενούς ζώνης Βεγορίτιδας, το οποίο ελέγχει κατά κύριο λόγο την εξέλιξη της λιμναίας λεκάνης (Εικ. 3 & 5). Ο πυθμένας της λίμνης και τα λιμναία ιζήματα κλίνουν σταθερά προς Δ, δηλαδή προς τη ρηξιγενή επιφάνεια, δηλώνοντας την τεκτονική ασυμμετρία της λεκάνης της Βεγορίτιδας. Το απότομο δυτικό πρανές της λίμνης είναι επίσης αποτέλεσμα της κίνησης κατά μήκος της ρηξιγενούς αυτής επιφάνειας.

Η συνολική κατακόρυφη μετατόπιση μεταξύ του ανερχόμενου (οροσειρά Βόρα) και του κατερχόμενου (λεκάνη) ρηξιτεμάχους εκατέρωθεν του βόρειου κλάδου της ζώνης Βεγορίτιδας υπερβαίνει τα 600-700m. Η μετατόπιση αυτή προκύπτει κυρίως από μορφολογικά κριτήρια, δεδομένου ότι δεν υπάρχουν στρωματογραφικά ισοδύναμοι οριζόντες εκατέρωθεν της ρηξιγενούς επιφάνειας, ενώ επίσης δεν κατέσται δυνατό να προσδιορισθεί το μέγιστο πάχος των ιζημάτων της λίμνης Βεγορίτιδας. Δεύτερης τάξης μικρότερα ρήγματα διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ παρατηρήθηκαν στον πυθμένα της λίμνης.

Τα ρήγματα αυτά μεταθέτουν τα λιμναία ιζήματα και επηρεάζουν και τον πυθμένα της λίμνης, ενώ ταυ-

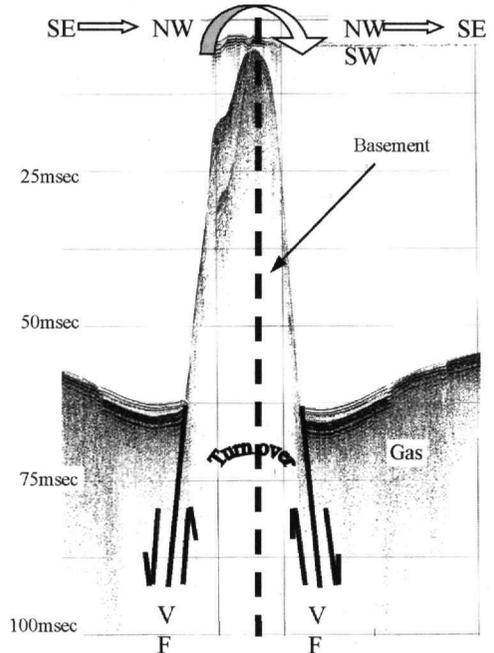


Fig. 5: BOOMER 175J seismic profile showing the steep slope formed along the Vegoritits fault at the western lakeside. For location see Fig. 3.

Εικ. 5: Τομογραφία BOOMER 175J από το απότομο δυτικό πρανές της λίμνης, κατά μήκος του ρήγματος Βεγορίτιδας. Η θέση της τομής παρουσιάζεται στην Εικ. 3.

τόχρονα λειτουργούν σαν όρια για την εξάπλωση των οργανικών αερίων στο υπόστρωμα της λίμνης. Δευτερεύοντα ρήγματα διεύθυνσης B-N έως BA-ΝΔ παρατηρήθηκαν επίσης κατά μήκος της ανατολικής πλευράς της λίμνης και μπορούν να θεωρηθούν ως αντιθετικά ως προς τη δυτική περιθωριακή ρηξιγενή ζώνη.

Η ρηξιγενής ζώνη της Βεγορίτιδας παρουσιάζει διπλό χαρακτήρα. Ο βόρειος κλάδος της ζώνης, βόρεια από τον Άγιο Παντελεήμονα, χαρακτηρίζεται από σημαντική κατακόρυφη μετατόπιση και τη δημιουργία έντονου αναγλύφου μεταξύ του ανερχόμενου και του κατερχόμενου ρηξιτέμαχους. Τα συχνά φαινόμενα αστάθειας του πρανού και η κλίση των λιμναίων ιζημάτων και του πυθμένα της λίμνης προς τη ρηξιγενή επιφάνεια δηλώνουν ότι παραμένει ενεργός. Αντίθετα ο νότιος κλάδος της ζώνης, νότια από τον Άγιο Παντελεήμονα, παρουσιάζει σαφώς ασθενέστερα χαρακτηριστικά. Η υψομετρική διαφορά του αναγλύφου εκτέρωθεν του νότιου κλάδου δεν υπερβαίνει τα 200m και είναι κατά 3-4 φορές μικρότερη από αυτήν του βόρειου κλάδου (Εικ. 3).

Η ζώνη μετάπτωσης μεταξύ του βόρειου και του νότιου κλάδου της ρηξιγενούς ζώνης Βεγορίτιδας ευρίσκεται στην ανατολική πλευρά του Αγίου Παντελεήμονα και συμπίπτει με το ίχνος του ομώνυμου ρήγματος (Εικ. 3), το οποίο παρατηρήθηκε στις τομογραφίες Boomer (Εικ. 6). Το ρήγμα Αγίου Παντελεήμονα έχει διεύθυνση σχεδόν Α-Δ και προκαλεί κατακόρυφη μετατόπιση του πυθμένα της λίμνης κατά 1-2m. Η κατακόρυφη μετατόπιση αυξάνεται με το βάθος κάτω από τον πυθμένα της λίμνης.

Η επιφάνεια του ρήγματος είναι σχεδόν κατακόρυφη ή κλίνει με μεγάλη κλίση προς Ν. Σύμφωνα με την φορά της μετατόπισης που παρατηρήθηκε στις τομογραφίες, το νότιο ρηξιτέμαχος, το οποίο συνιστά το ρηχό τμήμα της λίμνης, κατέρχεται, ενώ το βόρειο ρηξιτέμαχος, δηλαδή το βαθύτερο τμήμα της λίμνης, φαινομενικά ανυψώνεται. Τα λιμναία ιζήματα παρουσιάζονται παραμορφωμένα κοντά στη ρηξιγενή επιφάνεια, ενώ ιδιαίτερα βόρεια από αυτήν παρατηρούνται κάμψεις έως ανοιχτή πτύχωση των ιζημάτων, που δηλώνει συμπίεση μορφής παραμόρφωση.

Η προέκταση του ίχνους του ρήγματος Αγίου Παντελεήμονα προς Δ συμπίπτει με το νότιο όριο των μαρμάρων του δυτικού περιθωρίου της λίμνης (Εικ. 3) ενώ ακόμα πιο δυτικά ταυτίζεται με τη ζώνη μετάπτωσης μεταξύ δύο κλάδων της ρηξιγενούς ζώνης Νυμφαίων – Πετρών, νότια από το χωριό Πέτρες (Εικ. 1).

6. ΜΕΘΟΔΟΣ ^{210}Pb – ΡΥΘΜΟΣ ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΕΣΗΣ

Ένας πυρήνας μήκους 70 εκατοστών συλλέχθηκε από τα επιφανειακά ιζήματα από το νότιο ρηχό τμήμα της λίμνης. Η θέση της πυρηνοληψίας ευρίσκεται λίγες εκατοντάδες μέτρα βορειότερα από την εκβολή του ρέματος Σουλού, σε βάθος νερού 1,5m. Το συγκεκριμένο σημείο ανείκει στο κατερχόμενο τέμαχος του νότιου κλάδου της ρηξιγενούς Ζώνης Βεγορίτιδας και στο φαινομενικά ανερχόμενο τέμαχος του ρήγματος Αγίου Παντελεήμονα. Η περιοχή αυτή της λίμνης χαρακτηρίζεται από υψηλό ρυθμό ιζηματογένεσης, δεδομένου ότι δέχεται την απόθεση των φερτών υλικών του ρέματος Σουλού, το οποίο διατρέχει το νότιο τμήμα της λεκάνης Βεγορίτιδας.

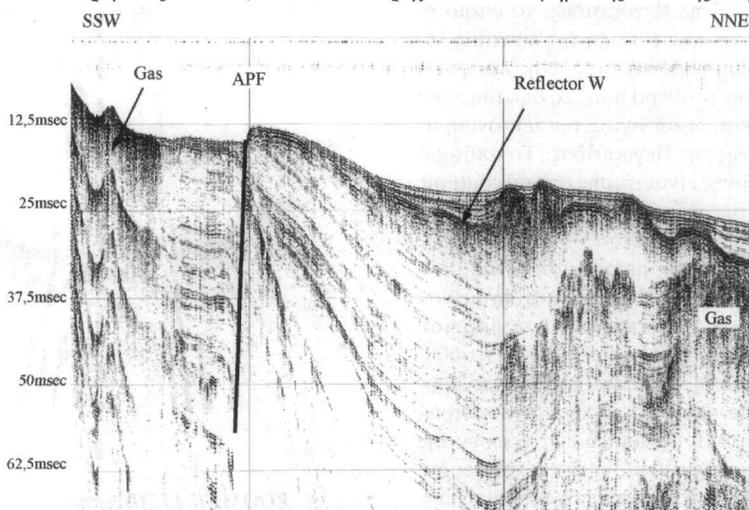


Fig. 6: BOOMER 175J seismic profile close to Agios Panteleimon village (see Fig. 3 for location). Note the deformation of the lower sequence sediments to the north of Agios Panteleimon fault plain (APF).

Εικ. 6: Τομογραφία BOOMER 175J ανατολικά από τον Άγιο Παντελεήμονα (βλ. Εικ. 3 για θέση). Στη τομογραφία είναι εμφανής η παραμόρφωση των ιζημάτων της κατώτερης ακολουθίας βόρεια από το ρήγμα Αγίου Παντελεήμονα (APF).

Ο προσδιορισμός του ισότοπου ^{210}Pb στο ίζημα γίνεται έμμεσα, μέσω του προσδιορισμού του ισότοπου ^{210}Po . Στο ίζημα η συγκέντρωση του ^{210}Po ισοδυναμεί με αυτή του ^{210}Pb , διότι, λόγω του μικρού χρόνου ημιζωής του ^{210}Po (138 ημέρες), τα δύο ισότοπα βρίσκονται σε ισορροπία. Έτσι, ο υπολογισμός του ^{210}Pb στο ίζημα γίνεται με μαθηματικές εξισώσεις χρησιμοποιώντας απευθείας την ένταση ακτινοβολίας του ^{210}Po .

Η δειγματοληψία του πυρήνα έγινε ανά 1cm στα ανώτερα 10cm και ανά 5cm στο υπόλοιπο τμήμα μέχρι το κάτω άκρο. Τα δείγματα διαλυτοποιήθηκαν πλήρως και στη συνέχεια το ισότοπο ^{210}Po προσροφήθηκε στην επιφάνεια δίσκου από φύλλο καθαρού αργύρου. Η ολική ακτινοβολία α μετρήθηκε σε μετρητή ORTEC EG&G (Sanchez-Cabesa *et al.*, 1998) και η ακτινοβολία του ^{210}Pb υπολογίστηκε από την αντίστοιχη του ^{210}Po .

Όπως φαίνεται στην Εικ. 7, η κατακόρυφη κατανομή του ^{210}Pb παρουσιάζει ασυνήθιστη μορφή. Από τον πυθμένα της λίμνης και μέχρι τα πρώτα 30cm παρατηρείται αύξηση της περιεκτικότητας στο ισότοπο ^{210}Pb . Από το σημείο αυτό και μέχρι το κατώτερο άκρο του πυρήνα (-70cm) η περιεκτικότητα μειώνεται εκθετικά παρουσιάζοντας σχεδόν ιδεατή κατανομή. Η κατανομή αυτή δεν μπορεί να εξηγηθεί με βάση τα θεωρητικά πρότυπα απορρόφησης του ^{210}Pb της ατμόσφαιρας από τα λιμναία ιζήματα, γεγονός που δηλώνει ότι άλλοι παράγοντες, σχετικοί με την εξέλιξη της λιμναίας λεκάνης επηρέασαν την παραπάνω διεργασία.

Η στάθμη της λίμνης τον Σεπτέμβριο 1999 ήταν σε υψόμετρο 515m περίπου. Μέχρι το 1956, όταν μετρήθηκε η υψηλότερη στάθμη των τελευταίων 100 χρόνων (542m, Σταμος 1996), οι διακυμάνσεις της στάθμης ακολουθούσαν τις μεταβολές των κλιματικών παραμέτρων (Εικ. 8). Το 1956 τέθηκε σε λειτουργία η σήραγγα της Αρνισσας στο βορειοανατολικό άκρο της λίμνης, δια μέσου της οποίας διοχετεύθηκαν μεγάλες ποσότητες νερού προς τον Εδεσσαίο ποταμό με σκοπό την υδροδότηση του ΥΗΣ Αγρα. Αποτέλεσμα τούτου ήταν η συνεχής πτώση της στάθμης της λίμνης, η οποία εφθασε σε υψόμετρο χαμηλότερο των 515,5m το 1990, όταν η σήραγγα τέθηκε εκτός λειτουργίας.

Πιστεύουμε ότι η ασυνήθιστη κατανομή του ^{210}Pb οφείλεται στην ραγδαία πτώση της στάθμης της λίμνης μετά το 1956 και την συνεπακόλουθη αλλαγή των συνθηκών ιζηματογένεσης. Όπως αναφέρθηκε η θέση πυρηνοληψίας ατείχε λίγες εκατοντάδες μέτρα από τις εκβολές του ρέματος Σουλού, ενώ το βάθος της λίμνης στο ίδιο σημείο τον Σεπτέμβριο 1999 ήταν 1,5 μ. Πριν το 1956, όταν δηλαδή η στάθμη της λίμνης ήταν τουλάχιστον 20 μ. υψηλότερα, το βάθος στο ίδιο σημείο υπερέβαινε τα 20 μ. ενώ η απόσταση του από τις εκβολές του ρέματος Σουλού ήταν μερικά χιλιόμετρα.

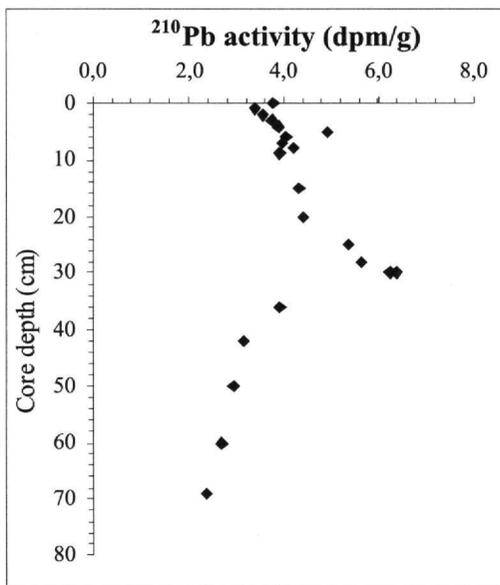


Fig. 7: ^{210}Pb distribution along the sediment core recovered from Vegoritiss lake bed.

Εικ. 7: Κατακόρυφη κατανομή του ^{210}Pb στον πυρήνα από τη λίμνη Βεγορίτιδα

Για τους παραπάνω λόγους υπολογίσαμε δύο διαφορετικές ταχύτητες ιζηματογένεσης για τα τμήματα του πυρήνα μεταξύ 30-70cm και 0-30cm κάτω από τον πυθμένα. Για το κατώτερο τμήμα του πυρήνα (30-70cm), το οποίο σύμφωνα με τα παραπάνω αντιπροσωπεύει την χρονική περίοδο πριν το 1956, χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο CRS (Constant Rate of Supply, Appleby & Oldfield 1978) και υπολογίστηκε ταχύτητα ιζηματογένεσης 4

mm/yr. Επακόλουθα το ανώτερο τμήμα του πυρήνα (0-30cm) αποτέθηκε στο χρονικό διάστημα των 45 χρόνων από το 1956 μέχρι το 1999 με ταχύτητα 6 mm/yr.

7. ΣΥΖΗΤΗΣΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Από τα νέα στοιχεία που προέκυψαν από την γεωφυσική διερεύνηση της λίμνης Βεγορίτιδας και παρουσιάστηκαν παραπάνω προκύπτει ότι η λεκάνη της Βεγορίτιδας παρουσιάζει σαφή χαρακτηριστικά τεκτονικής ασυμμετρίας. Την παραπάνω άποψη ενισχύουν (1) το υψηλό ανάγλυφο του δυτικού περιθωρίου και το απότομο δυτικό πρηνές της λεκάνης, που έχει δημιουργηθεί κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης της Βεγορίτιδας, (2) το σχετικά χαμηλό ανάγλυφο του ανατολικού περιθωρίου και οι ήπιες κλίσεις του ανατολικού πρηνούς και (3) η σταθερή προς Δ, κλίση του πυθμένα και των ιζημάτων της λίμνης.

Η ρηξιγενής ζώνη Βεγορίτιδας αποτελείται από δύο κλάδους. Ο βόρειος κλάδος, βόρεια από τον Άγιο Παντελεήμονα, συνιστά το ρηξιγενές δυτικό περιθώριο του μεγαλύτερου και βαθύτερου τμήματος της λιμναίας λεκάνης και διαχωρίζεται τα λιμναία ιζήματα από τα αλπικά υποβάθρο που εμφανίζεται στο δυτικό περιθώριο. Ο νότιος κλάδος αντίθετα παρουσιάζεται λιγότερο ενεργός. Η τεκτονική βύθιση του νότιου τμήματος της λεκάνης είτε έχει σταματήσει είτε έχει ισοσκελισθεί από την απόθεση ποταμοχειμάρων και λιμναίων ιζημάτων. Επιπρόσθετα το ανάγλυφο του δυτικού περιθωρίου του νότιου τμήματος είναι πολύ χαμηλό συγκρινόμενο με το ανάγλυφο του αντίστοιχου περιθωρίου του βόρειου τμήματος της λεκάνης, και δομείται από τα κατώτερα ιζήματα της λεκάνης Φλώρινας – Πτολεμαΐδας, ηλικίας Α. Μειόκαινου – Κ. Πλειόκαινου.

Η ζώνη μετάπτωσης μεταξύ των δύο κλάδων της ρηξιγενούς ζώνης Βεγορίτιδας ευρίσκεται ανατολικά του Αγίου Παντελεήμονα και συμπίπτει με την προς Δ προέκταση του ρήγματος του Αγίου Παντελεήμονα. Το ρήγμα αυτό παρατηρήθηκε για πρώτη φορά στις τομογραφίες Boomer που καταγράφηκαν από τη λίμνη και το ίχνος του προεκτείνεται δυτικά μέχρι την ρηξιγενή ζώνη Νυμφαίων – Πετρών. Με διεύθυνση ΑΒΑ-ΔΝΔ και κατακόρυφη ή πολύ μεγάλη κλίση προς Ν χωρίζει, εκτός από τους δύο κλάδους της ρηξιγενούς ζώνης Βεγορίτιδας, και την ίδια την νεοτεκτονική λεκάνη σε ένα βόρειο τμήμα, που έχει δημιουργηθεί μεταξύ των μαρμάρων του αλπικού υποβάθρου και παρουσιάζει έντονη τεκτονική βύθιση, και ένα νότιο τμήμα, το οποίο δημιουργήθηκε στα προϋπάρχοντα Μειο-Πλειοκαινικά ιζήματα της λεκάνης Φλώρινας – Πτολεμαΐδας και δεν παρουσιάζει αξιόλογη τεκτονική βύθιση.

Η παραπάνω κινηματική των δύο τμημάτων της λεκάνης έρχεται σε αντίθεση με την γεωμετρία και κινηματική του ρήγματος Αγίου Παντελεήμονα, όπως παρουσιάζεται στις τομογραφίες Boomer. Στις τελευταίες το νότιο ρηξιτέμαχος του ρήγματος, δηλαδή το ρηχό τμήμα της λίμνης, φαινομενικά κατέρχεται σε σχέση με το βόρειο ρηξιτέμαχος, δηλαδή το βαθύτερο τμήμα της λίμνης. Η παραπάνω αναντιστοιχία, σε συνδιασμό με την μεγάλη, σχεδόν κατακόρυφη κλίση της ρηξιγενούς επιφάνειας και την συμπιεστική παραμόρφωση των λιμναίων ιζημάτων (Εικ. 6), μπορεί να εξηγηθεί με την παραδοχή οριζόντιας ολίσθησης κατά μήκος του ρήγματος Αγίου Παντελεήμονα. Η διέλευση της δυτικής προέκτασης του ρήγματος από τη ζώνη μετάπτωσης μεταξύ αφενός των δύο κλάδων της ζώνης Βεγορίτιδας αφετέρου των δύο κλάδων της ζώνης Νυμφαίων – Πετρών ενισχύει την παραπάνω υπόθεση.

Οι νεοτεκτονικές διεργασίες της περιοχής έχουν σαφώς επηρεάσει και την εξέλιξη της ιζηματογένεσης στη λίμνη Βεγορίτιδα, δεν είναι όμως δυνατόν μόνο με αυτές να δοθεί ικανοποιητική εξήγηση για τη παρουσία και σημασία του ανακλαστήρα W. Ο ανακλαστήρας αυτός αποτελεί επιφάνεια ασυμφωνίας μεταξύ της κατώτερης και της ανώτερης λιθοσεισμικής ακολουθίας των ιζημάτων της λίμνης και παρουσιάζει χαρακτηριστικά διάβρωσης. Το γεγονός αυτό δηλώνει ότι μεταξύ της απόθεσης της κατώτερης και της ανώτερης ακολουθίας μεσο-λάβησε ένα χρονικό διάστημα, κατά το οποίο η στάθμη της λίμνης ήταν κατά 25-30 μ. χαμηλότερα από τη σημερινή στάθμη, σε υψόμετρο δηλαδή 485-490m περίπου και η έκταση που καταλάμβανε ήταν πολύ μικρότερη. Το τμήμα της λίμνης που χέρσευσε στο διάστημα αυτό, εκτέθηκε στην χερσαία διάβρωση και το ανάγλυφο που δημιουργήθηκε καλύφθηκε από τα ιζήματα της ανώτερης ακολουθίας, όταν η στάθμη της λίμνης ανέβηκε και πάλι.

Οι λόγοι της πτώσης της στάθμης της λίμνης θα πρέπει να αναζητηθούν στις κλιματικές μεταβολές των τελευταίων γεωλογικών χρόνων. Έχει παρατηρηθεί (Prentice et al. 1992) ότι οι λίμνες της περιοχής της Ανατολικής Μεσογείου παρουσιάζουν ελάχιστη στάθμη πριν από 13.000yr, δηλαδή λίγο μετά το τέλος της τελευταίας παγετώδους περιόδου, γεγονός που αποδίδεται στη σημαντική μείωση των χειμερινών βροχοπτώσεων μετά την απόσυρση των παγετώνων προς Β.

Η παρουσία των παγετώνων της τελευταίας περιόδου έχει ήδη πιστοποιηθεί στην Ελλάδα, κυρίως στα όρη Γράμμος (2520m) και Σμόλικας (2637m) στη ΒΔ Ελλάδα, Ολυμπος (2911m) στη Θεσσαλία και Παρνασσός (2450m), Γκιώνα (2510m) και Βαρδούσια (2495m) στη Κεντρική Ελλάδα (Messerli 1967, Denton & Hughes 1981, Smith et al 1994). Εκτός των παραπάνω έχουν εντοπισθεί γεωμορφές και αποθέσεις παγετώδους προέλευσης στα ανώ-

τερα τμήματα λεκανών απορροής της ΒΔ Ελλάδας, όπως στις λεκάνες του Βοϊδομάτη και του Μετσοβίτικου ποταμού (Woodward et al 1995). Η αποδεδειγμένη παρουσία γεωμορφών και αποθέσεων παγετώδους προέλευσης στην Βόρεια και Κεντρική Ελλάδα και οι παρατηρήσεις των Prentice et al. (1992) μας επιτρέπουν να υποθέσουμε ότι η τελευταία παγετώδης περίοδος επηρέασε και την στάθμη της λίμνης Βεγορίτιδας.

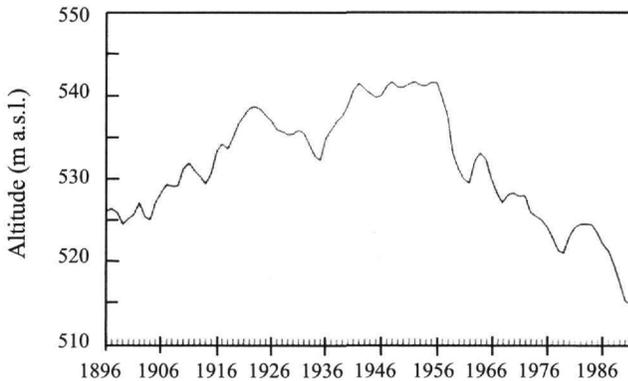


Fig. 8: Fluctuations of Vegoritis lake-level during the last century (Stamos 1996).
Εικ. 8: Διακύμανση της στάθμης της λίμνης μεταξύ 1896-1990 (Στάμος 1996)

Με βάση την παραπάνω υπόθεση ο ανακλαστήρας W που παρατηρήθηκε στις τομογραφίες Boomer αντιπροσωπεύει τον πυθμένα του τμήματος της λίμνης που χέρσωσε και διαβρώθηκε κατά την περίοδο πριν από 13.000yr, δηλαδή λίγο μετά το τέλος της τελευταίας παγετώδους περιόδου. Σαν λογική συνέπεια τα ιζήματα της ανώτερης ακολουθίας αποτέθηκαν κατά τη διάρκεια των τελευταίων 13.000yr, ενώ η κατώτερη ακολουθία αντιπροσωπεύει τις αποθέσεις της λίμνης κατά τη διάρκεια της τελευταίας παγετώδους περιόδου.

Σύμφωνα με την υπόθεση αυτή η μέγιστη ταχύτητα ιζηματογένεσης κατά την απόθεση της ανώτερης ακολουθίας είναι περίπου 1-1,2m/kyr, δεδομένου ότι το μέγιστο πάχος της ακολουθίας αυτής φθάνει τα 15m. Η ταχύτητα αυτή είναι κατά 3,5-4 φορές μικρότερη από τον ρυθμό ιζηματογένεσης που υπολογίστηκε με τη μέθοδο του ισοτόπου ^{210}Pb για το κατώτερο τμήμα του πυρήνα (30-70cm, 4mm/yr = 4m/kyr). Η διαφορά αυτή είναι δικαιολογημένη γιατί το μέγιστο πάχος της ανώτερης ακολουθίας παρατηρήθηκε στις τομογραφίες Boomer από το κεντρικό τμήμα της λίμνης, ενώ η θέση της πυρηνοληψίας ευρίσκεται στο νότιο τμήμα της λίμνης, το οποίο δέχεται την απόθεση των φερτών υλικών του ρέματος Σουλού και η ιζηματογένεση είναι ταχύτερη.

Με βάση τα παραπάνω η λίμνη Βεγορίτις αποτελεί πιθανότατα την πρώτη περίπτωση στην Ελλάδα, στην οποία παρατηρείται η επίδραση της μεταβολής των κλιματικών αλλαγών του Αν. Πλειστοκαίνου - Ολοκαίνου σε λιμναίο περιβάλλον. Σημαντικό ρόλο στην σημερινή κατάσταση της λίμνης διαδραμάτισαν οι ανθρωπογενείς παρεμβάσεις, ιδιαίτερα η διαφυγή νερού δια μέσου της σήραγγας της Αρνισσας, η οποία επέδρασε άμεσα στον ρυθμό ιζηματογένεσης της λίμνης, όπως προκύπτει από την κατακόρυφη κατανομή του ισοτόπου ^{210}Pb στον πυρήνα που συλλέχθηκε. Τέλος το βόρειο τμήμα της λίμνης και της λεκάνης και ιδιαίτερα οι τεκτονικές δομές που ελέγχουν την εξέλιξη της, δηλαδή η ρηξιγενής ζώνη Βεγορίτιδας και το ρήγμα Αγίου Παντελεήμονα παραμένουν ενεργές.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- APPLEBY, P.G. & F. OLDFIELD, 1978. The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported lead-210 to the sediment. *Catena*, 5:1-8.
- BRUNN J.H., 1956. Etude géologique du pinde septentrional et de la Macedoine occidentale. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 7:1-358.
- DENTON, G.H. & J.T. HUGHES 1981. *The Last Great Ice Sheets*. New York: John Wiley and Sons.
- IOAKIM C. (1981): Etude palynologique des formations ligniteuses du Pliocene superieur de la region Anargyri - Amynteon (Grece). *APLF Conference*: 11 Geneve.
- KOUKOUZAS C.N., 1997. Geological map of Greece, scale 1:50,000, Ptolemais sheet. Inst. Geol. Min. Explor., Greece.
- KOUFOS G.D. 1982. Hipparion crassum Gervais, 1859 from the lignites of Ptolemais (Macedonia, Greece). *Proc. Kon. Nederlandse AK.*, B 85/2:229-239.

- MESSERLI, B. 1967. Die Eiszeitliche und die gegenwartige Vergletscherung im Mittelmeerraum. *Geographica Helvetica* 22:105-228
- MOUNTRAKIS D. 1984. Structural evolution of the Pelagonian zone in North-western Macedonia, Greece. The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 17:581-590
- PAVLIDES S.B. & D. MOUNDRAKIS 1987. Extensional tectonics of northwestern Macedonia, Greece, since the late Miocene. *J. Str. Geol.*, 9/4:385-392
- PRENTICE I.C., J. GUIOT & S.P. HARRISON 1992. Mediterranean vegetation, lake levels and paleoclimate at the Last Glacial Maximum. *Nature* 360:658-660.
- SANCHEZ-CABESA, J.A., MASQUE, P. AND 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.
- SMITH, G., R. NANCE & A. GENES 1994. A re-evaluation of the extent of Pleistocene glaciation in the Mount Olympus region, Greece. *Bull. Geol. Soc. Greece* 30/1:293-305.
- STAMOS A. 1996. Lake Vegoritis: Basic hydrogeologic – hydrologic characteristics of the lake and the adjacent area. Inst. Geol. Min. Res. Kozani/Greece, 18p. (in Greek - unpublished report)
- VAN DE VEERD A. 1979. Easly Ruscinian rodents and lagomorphs (Mammalia) from the lignites near Ptolemais (Macedonia, Greece). *Proc. K. ned. Akad. Wet.*, B82:127-170.
- VELITZELOS E. & I. PETRESCU 1981. Rare plant fossils from the Neogene ligniferous basin of Vegora. *Ann. Geol. Pays Hell.*, 30:767-777
- WOODWARD, J.C., J. LEWIN & M.G. MACKLIN 1995. Glaciation, river behaviour and Palaeolithic settlement in upland northwest Greece. In J. Lewin, M.G. Macklin & J.C. Woodward (eds), *Mediterranean Quaternary River Environments*: 115-129. Rotterdam: Balkema.

ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ ΚΑΙ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ ΑΝΩΤΕΡΗΣ ΠΛΑΚΑΣ ΤΟΥ ΜΕΤΑΜΟΡΦΙΚΟΥ ΠΥΡΗΝΑ ΤΗΣ ΒΛΑΧΟΚΕΡΑΣΙΑΣ (ΚΕΝΤΡΙΚΗ ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΣ)*

Ε. ΣΚΟΥΡΤΣΟΣ¹, Α. ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ¹ & Σ. ΛΕΚΚΑΣ¹

ΣΥΝΟΨΗ

Η ανώτερη πλάκα του μεταμορφικού πυρήνα της Βλαχοκερασιάς στην κεντρική Πελοπόννησο, παρουσιάζεται ισχυρά κατακερματισμένη από δύο συστήματα ρηγμάτων με αντίθετη πολικότητα, η λειτουργία των οποίων οδήγησε στην ισχυρή λέπτυνση αυτής. Τα «Στρώματα Τυρού» και οι Φυλλίτες-Χαλαζίτες στην παραπάνω διαδικασία αποτελούν ένα παχύ οριζόντιο αποκόλλησης μέσα στον οποίο τα ρήγματα της ανώτερης πλάκας αναστομώνονται και διαθλώνται οδηγώντας σε ένα μεγάλης κλίμακας φαινόμενο «boudinage». Οι τεκτονικές επαφές μεταξύ των υποκείμενων μεταμορφωμένων και των υπερκείμενων αμεταμόρφωτων ενοστίτων αντιπροσωπεύουν μεγάλης κλίσης κανονικά ρήγματα που λειτούργησαν εντός του θραυσιγενούς τμήματος του φλοιού, τα οποία κατά την εφελκυστική διαδικασία, περιστράφηκαν έτσι ώστε να γίνουν παράλληλα με την μικρής-κλίσης τεκτονομεταμορφική επιφάνεια ασυνέχειας. Η διαδικασία αυτή έλαβε χώρα κατά το χρονικό διάστημα από το Κατ. Μειόκαινο έως το Αν. Πλειόκαινο.

ABSTRACT

The geological structure of Vlahokerasia metamorphic core is consisted by a series of imbricated tectonic units, the occurrence of which, from the bottom to the top is as follows: Marbles, Phyllites-Quartzites, Tripolitza and Pindos unit. Nevertheless, it has often been observed that some units are juxtaposed, not on the immediate tectonically underlying unit but on even lower units (i.e. Pindos unit lies directly on the Phyllites-Quartzites unit). The first two units, which have undergone Late Oligocene - Early Miocene HP/LT metamorphism, represents the lower plate of the metamorphic core, whereas the latter two (Pindos and Tripolitza units) correspond to the upper plate.

The rocks of the upper plate are mainly characterized by a relatively small thickness (<300m) and they are strongly tectonized by two sets of normal faults. The main fault system trends in a NW orientation whereas the second one, which is younger, intersects the first set in a NNE orientation. Fault plane solutions performed on the previous-mentioned fault scarps showed a NE-SW oriented extensional stress distribution. In order to study the extensional tectonics, which has obviously influenced the fabric of the whole upper plate, a cross-section parallel to the main extensional axis and very close to the detachment surface has been constructed. The restoration of the cross-section showed that the extension of the upper plate was a result of the function of two sets of 'domino faults' of, relatively, opposite polarity. The gradual activation of these two sets of faults caused a severe thinning of the upper plate, expressed by a horizontal extensional deformation in the order of 302-422 %.

Based on the existing radiochronological data, derived from the lower plate and on the age of the post-alpine formations, which cover uncomformably the older structures, we assume that the extensional deformation of the upper plate took place during Early Miocene-Lower Pliocene. Regarding the post-alpine sediments, they have been deposited into basins created during the activity of a NW-oriented normal fault system, which cut through the older extensional features.

ΑΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Μεταμορφικός πυρήνας, ρήγμα αποκόλλησης, μεγάλης-κλίσης κανονικό ρήγμα, εφελκυσμός, ρήγματα «ντόμινο», Ελληνίδες, Πελοπόννησος.

KEY WORDS: metamorphic core, detachment fault, high-angle normal fault, extension, domino faults, Hellenides, Peloponnesus.

* TECTONIC STRUCTURE AND EVOLUTION OF THE UPPER PLATE OF VLAHOKERASIA METAMORPHIC CORE (CENTRAL PELOPONNESUS).

1. University of Athens, Department of Geology, Panepistimioupoli Zografou, 15784 Athens, Greece.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Οι επαφές μεταξύ των υπερκείμενων αμεταμόρφωτων και των υποκείμενων μεταμορφωμένων ενοτήτων στον χώρο της «Εξωτερικής Κρυσταλλικής μάζας Πελοποννήσου-Κρήτης» έχουν κατά το παρελθόν χαρακτηριστεί είτε ως ασυμφωνίες (ΘΕΟΔΩΡΟΠΟΥΛΟΣ 1970, RICHTER 1975), είτε ως επιφάνειες αποκόλλησης των ασβεστολίθων της ενότητας της Τρίπολης από το κρυσταλλικό της υπόβαθρο (DERCOURT 1964, TATARHIS & ΜΑΡΑΓΚΟΥΔΑΚΗΣ 1965, DE WEVER 1975, DERCOURT et al 1976), είτε ως επωθήσεις (THIEBAULT 1982, ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ 1984, DOUTSOS et al. 2000), είτε ως επωθήσεις που επαναδραστηριοποιήθηκαν σαν κανονικά ρήγματα (ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ & ΔΑΝΑΜΟΣ 1991).

Πρόσφατες μελέτες στην Κρήτη, προσδιόρισαν την επαφή μεταξύ των ενοτήτων Φυλλιτών-Χαλαζιτών και Κρήτης-Μάνης με τις υπερκείμενες μη μεταμορφωμένες ενότητες της Τρίπολης και Πίνδου, όπου αυτή δεν είναι μεγάλης κλίσης κανονικό ρήγμα, ως μία μικρής κλίσης εφελκυστική επιφάνεια αποκόλλησης, η λειτουργία της οποίας μέσα στο Μειόκαινο, οδήγησε στην εκταφή και αποκάλυψη των μεταμορφωμένων ενοτήτων που αποτελούν τον πυρήνα του νησιωτικού τόξου του Αιγαίου (ΚΙΛΙΑΣ et al 1993, 1994, FASSULAS et al 1994, JOLIVET et al 1994, 1998, ΦΑΣΣΟΥΛΑΣ 1995, 1999, THOMPSON et al 1998, 1999, JOLIVET & GOFFE 2000). Οι μελέτες αυτές δέχονται ότι η επιφάνεια αποκόλλησης, είναι μία ημιπλαστική κεκαμένη τεκτονική επιφάνεια (ΚΙΛΙΑΣ et al 1993, 1994, FASSULAS et al 1994) στην οποία με το πέρασμα του χρόνου, συγκεκριμένα η παραμόρφωση (JOLIVET et al 1996, 1998) και κατέληξαν οι λιστρικές επιφάνειες των κανονικών ρηγμάτων καθώς και οι επιφάνειες των ορίων των υπερκείμενων καλυμμάτων, οι οποίες αποτελούσαν ουσιαστικά μικρής κλίσης κανονικά ρήγματα (ΚΙΛΙΑΣ et al 1993, FASSULAS et al 1994).

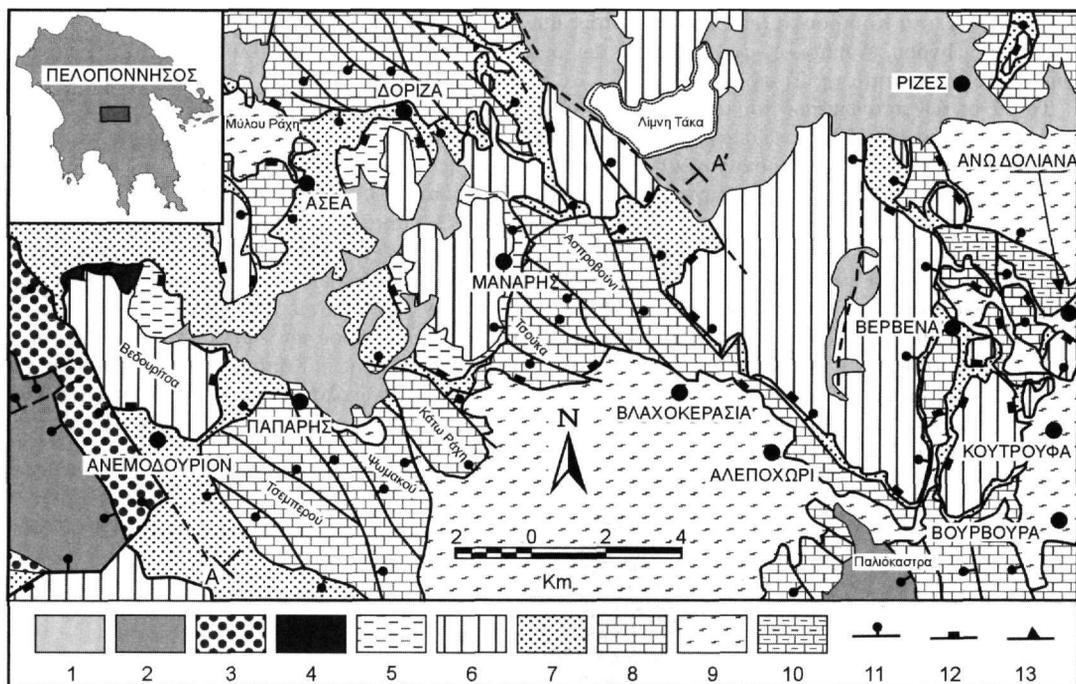
Στην παρούσα εργασία εξετάζεται μία τέτοια επιφάνεια τεκτονομεταμορφικής ασυνέχειας στην περιοχή νότια της Τρίπολης στην Πελοπόννησο, όπου διαπιστώνεται ότι αυτή δεν αποτελεί την αρχική επιφάνεια αποκόλλησης αλλά ένα μεγάλης κλίσης κανονικό ρήγμα, το οποίο μέσα από μία εφελκυστική διαδικασία περιστράφηκε και απέκτησε τη σημερινή του γεωμετρία.

2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Η περιοχή μελέτης βρίσκεται νότια-νοτιοδυτικά του οροπεδίου της Τρίπολης στην κεντρική Πελοπόννησο. Η γεωλογική της δομή συνίσταται από αλληπάλληλες τεκτονικές ενότητες, που από κάτω προς τα πάνω είναι:

- α. Ενότητα μαρμάρων: Αποτελεί την κατώτερη και σχετικά αυτόχθονη ενότητα και εμφανίζεται στην περιοχή των Άνω Δολιανών (ΛΕΚΚΑΣ & ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗΣ 1986). Αποτελείται από μαύρα, λεπτοπλακώδη μάρμαρα και από λευκά παχυστρωματώδη έως άστρωτα μάρμαρα που χωρίζονται μεταξύ τους με κανονικό ρήγμα. Έρχεται σε επαφή με την υπερκείμενη ενότητα των Φυλλιτών-Χαλαζιτών μέσω κανονικών ρηγμάτων, ενώ σε ορισμένες θέσεις καλύπτεται τεκτονικά από ασβεστολιθικά ράκη της ενότητας της Τρίπολης (ΛΕΚΚΑΣ 1978).
- β. Ενότητα Φυλλιτών-Χαλαζιτών: Συνίσταται από μαρμαρυγιακούς, γλανκοφανιτικούς σχιστόλιθους και χαλαζίτες, οι οποίοι κατά θέσεις περικλείουν σώματα μεταβασιτών (ΛΕΚΚΑΣ 1978, ΛΕΚΚΑΣ & ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ 1979, ΛΕΚΚΑΣ & ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗΣ 1986, ΓΕΩΡΓΟΥΛΗΣ 1989,) και που αναπτύσσονται κυρίως στο νότιο και ανατολικό τμήμα της περιοχής μελέτης, ενώ μία μικρότερη εμφάνιση παρατηρείται δίπλα στο χωριό Ασέα.
- γ. Ενότητα Τρίπολης: Συνίσταται από έναν ηφαιστειοϊζηματογενή σχηματισμό στη βάση της, τα «Στρώματα Τυρού», την ανθρακική ακολουθία και το φλύσχη της. Στην περιοχή μελέτης τα Στρώματα Τυρού, απαντούν με τη μορφή λεπτών τεκτονικών σφηνών πάχους μόλις μερικών μέτρων ανάμεσα σε αυτή και την υποκείμενη ενότητα των Φυλλιτών-Χαλαζιτών, π.χ. νότια από τα Βέρβενα. Η ανθρακική ακολουθία συνίσταται από μία μονότονη σειρά νηρητικών ασβεστολίθων και δολομιτών, ηλικίας Αν. Ιουρασικού-Αν. Ηωκαίνου (ΛΕΚΚΑΣ 1978, ΓΕΩΡΓΟΥΛΗΣ 1989) το πάχος της οποίας είναι πολύ δύσκολο να εκτιμηθεί καθώς σε καμία θέση δεν υπάρχει συνεχής στρωματογραφική τομή. Χαρακτηριστικό γνώρισμα του φλύσχη της ενότητας ηλικίας Αν. Ηωκαίνου-Κατ. Ολιγοκαίνου, είναι η παρουσία τεμαχών από ασβεστόλιθους και εκρηξιγενή πετρώματα με τη μορφή ολισθόλιθων (ΛΕΚΚΑΣ 1977, ΛΕΚΚΑΣ 1978, ΓΕΩΡΓΟΥΛΗΣ 1984).
- δ. Ενότητα Πίνδου: Ταυτίζεται με την «αρκαδική τράπεζα» ή «αρκαδικό κάλυμμα» και συνίσταται κυρίως από πλακώδεις ανοκρητιδικούς ασβεστόλιθους, μεταβατικά ιζήματα προς το φλύσχη ηλικίας Αν. Μαιστρηχίτιου (ΓΕΩΡΓΟΥΛΗΣ 1984, ΒΑΣΣΙΑΣ 1984) και ένας παλαιοκαινικός φλύσχη (ΓΕΩΡΓΟΥΛΗΣ 1984, ΒΑΣΣΙΑΣ 1984, ΛΕΚΚΑΣ & ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗΣ 1986).

Πολύ συχνά και κυρίως στην περιοχή των Βεββένων κι Άνω Δολιανών, παρατηρούνται ανθρακικές τεκτονικές σφηνές από λατυποπαγείς ασβεστόλιθους ηλικίας Αν. Κρητιδικού-Αν. Ηωκαίνου, οι οποίες παρεμβάλλονται ανάμεσα στα καλύμματα της Τρίπολης και Πίνδου. Οι εμφανίσεις αυτές έχουν θεωρηθεί ότι αντιπρο-



Εικ. 1: Γεωλογικός χάρτης της Βλαχοκερασίας, από ΛΕΚΚΑΣ (1978) και ΓΕΩΡΓΟΥΛΗΣ (1989) τροποποιημέ-
νος. 1. Αλλούβια, 2. Πλειστόκαινο, 3. Πλειόκαινο, 4. Οφιόλιθοι, 5. Φλύσχη και μεταβατικά ιζήματα προς το
φλύσχη της ενότητας Πίνδου, 6. Πελαγικοί ασβεστόλιθοι του Αν. Κρητιδικού της ενότητας Πίνδου, 7. Φλύσχη
Τρίπολης, 8. Ασβεστόλιθοι Αν. Ιουραϊκού-Αν. Ηωκαίνου της ενότητας Τρίπολης, 9. Φυλλίτες-Χαλαζίτες, 10.
Μάρμαρα, 11. Κανονικό ρήγμα >30°, 12. Κανονικό ρήγμα <30°, 13. Εμφίπλευση.

Fig. 1: Geological map of Vlahokerasia area (from LEKKAS (1978) and Georgoulis (1989) modified). 1.
Alluvial, 2. Pleistocene, 3. Pliocene, 4. Ophiolites, 5. Flysch and transitional to flysch sediments of Pindos unit, 6.
Upper Cretaceous pelagic limestones of Pindos Unit, 7. Flysch of Tripolis unit, 8. Upper Jurassic-Upper Eocene,
9. Phyllites-Quartzites, 10. Marbles, 11. Normal fault >30°, 12. Normal fault <30°, 13. Thrust.

σπεύδουν μία μεταβατική ενότητα μεταξύ εκείνων της Πίνδου και της Τρίπολης (ΛΕΚΚΑΣ 1978, ΛΕΚΚΑΣ & ΖΑΜΒΕΤΑΚΙΣ-ΛΕΚΚΑΣ 1980, ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗΣ 1981, ΓΕΩΡΓΟΥΛΗΣ 1984, ΒΑΣΣΙΑΣ 1984, ΒΑΣΣΙΑΣ & ΛΕΚΚΑΣ 1988).

Οι ενότητες των μαρμάρων και Φυλλιτών-Χαλαζιτών έχουν υποστεί κατά το Αν. Ολιγόκαινο-Κατ. Μειό-
καινο (SIEDEL et al 1981, JOLIVET et al 1998) μεταμόρφωση σε συνθήκες HP/LT (ΣΚΑΡΠΕΛΗΣ 1982,
ΒΑΣΣΙΑΣ & TRIBOULET 1987, ΚΑΝΑΒΟΣ 1989, THEYE & SEIDEL 1991), ενώ η εκπαφή τους έγινε με
ρυθμούς 4km/ε.χ. (THOMSON et al 1998, 1999). Οι ενότητες αυτές αποτελούν την κατώτερη πλάκα του μετα-
μορφικού πυρήνα, ενώ αυτές της Τρίπολης και Πίνδου την ανώτερη.

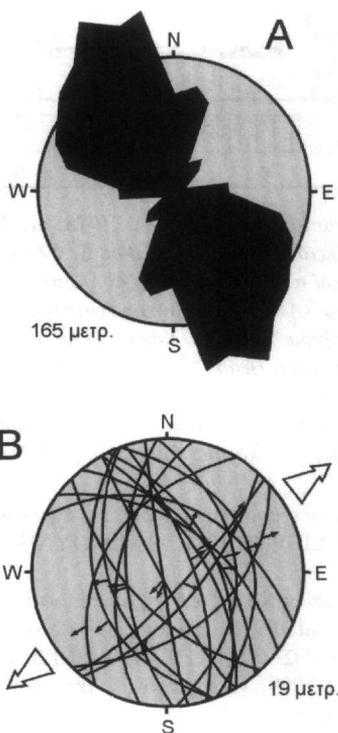
3. ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΟΥ ΤΕΚΤΟΝΙΚΟΥ ΙΣΤΟΥ ΤΗΣ ΑΝΩΤΕΡΗΣ ΠΛΑΚΑΣ

Η περιοχή μελέτης αποτελεί ένα σημαντικό τεκτονικό παράθυρο, όπου μπορούν να παρατηρηθούν όλες οι
παραπάνω ενότητες. Χαρακτηριστικό όλων των ενότητων στην περιοχή αυτή, είναι το σχετικά μικρό πάχος που
παρουσιάζουν, καθώς και η τεκτονική τοποθέτηση ενότητων όχι σε αμέσως υποκειμένες όπως συνήθως συμ-
βαίνει, αλλά σε ακόμη κατώτερες τεκτονικά ενότητες, όπως για παράδειγμα η ενότητα της Πίνδου πάνω στους
Φυλλίτες-Χαλαζίτες και η ενότητα της Τρίπολης πάνω στα μάρμαρα (εικ. 1).

Η τοποθέτηση της κάθε μίας ενότητας πάνω στις υποκειμένες αυτής, δεν γίνεται πάντα με τον ίδιο στρωμα-
τογραφικό οριζοντα αλλά διαφέρει από θέση σε θέση. Συγκεκριμένα στη βάση των διαφόρων επιμέρους κα-
λυμμάτων της Πίνδου, παρατηρούμε άλλοτε τους ανωκρητιδικούς ασβεστόλιθους και άλλοτε το φλύσχη της
ενότητας. Επίσης στη βάση του καλύμματος της Τρίπολης, παρατηρούμε άλλοτε τα Στρώματα Τυρού, άλλοτε
διάφορους στρωματογραφικούς οριζοντες της ανθρακικής ακολουθίας και άλλοτε τον φλύσχη της. Σε ορισμέ-

νες θέσεις, π.χ. στα Κούτρουφα (εικ. 1), πάνω στους Φυλλίτες-Χαλαζίτες βρίσκεται απ' ευθείας επωθημένη η ενότητα της Πίνδου, ενώ πολλές φορές μεταξύ των δύο αυτών ενότητων παρεμβάλλονται λεπτές τεκτονικές σφήνες από την ενότητα της Τρίπολης.

Το πάχος των πετρωμάτων που αποτελούν την ανώτερη πλάκα, δηλ. των ενότητων Τρίπολης και Πίνδου, δεν ξεπερνούν τα 150-250μ., ενώ σπάνια φτάνουν τα 300μ. Τα πετρώματα αυτά κόβονται από αρκετά ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης κανονικά έως πλαγιοκανονικά ρήγματα, ενδιάμεσης κλίσης, ενώ παρατηρείται και μία δεύτερη ομάδα ρηγμάτων που τέμνουν τα προηγούμενα, διεύθυνσης περίπου ΒΒΑ-ΝΝΑ και ΔΒΔ-ΑΝΑ, πλαγιοκανονικού χαρακτήρα και ενδιάμεσης κλίσης, σπάνια μεγαλύτερης. Οι παρατηρήσεις αυτές επιβεβαιώνονται από το ροδόγραμμα της εικ. 2Α, όπου η πλειοψηφία των ρηγμάτων (70%) έχει διεύθυνση Β30°Δ με διασπορά 20°. Ένα δεύτερο σύστημα παρουσιάζει διεύθυνση Β20°Α, ενώ υπάρχουν δευτερεύουσες διευθύνσεις κάθετες στα προηγούμενα συστήματα. Στο διάγραμμα της εικ. 2Β προβλήθηκαν 19 επιφάνειες διαρρηξίων με τις γραμμές προστριβής που μετρήθηκαν σε αυτές. Από αυτό διακρίνεται ότι η κύρια φορά των εφελκυστικών τάσεων ήταν ΒΑ-ΝΔ. Όλα τα ρήγματα παρουσιάζονται επίπεδα και με κλιμακωτή μορφή. Κάποια κάμψη στα πετρώματα που τέμνουν παρατηρείται μόνο στους πιο εύπλαστους σχηματισμούς, ενώ όλα τα στρώματα των σχηματισμών της ανώτερης πλάκας, παρουσιάζουν σε γενικές γραμμές κλίσεις είτε προς τα ΒΑ είτε προς τα ΝΔ. Ρήγματα τα οποία να παρουσιάζουν λιστρικό χαρακτήρα δεν παρατηρήθηκαν.



Εικ. 2: (Α) Ροδόγραμμα διευθύνσεων των ρηγμά-των της περιοχής μελέ-της. (Β) Στερεογραφική προβολή 19 ρηξιγενών επιφανειών με τα ανύ-σματα ολίσθησης

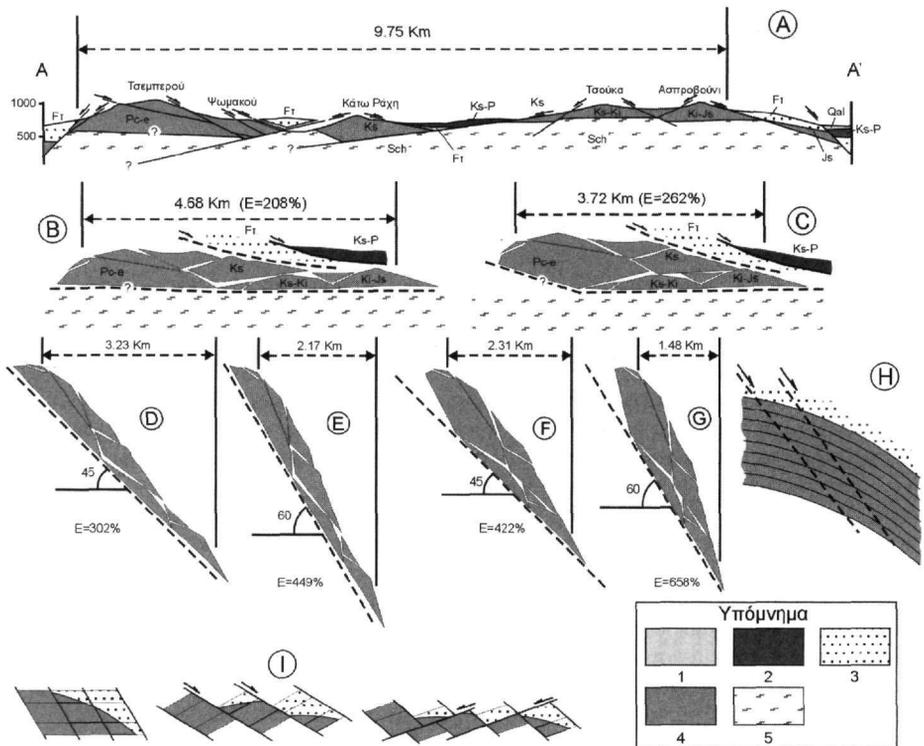
Fig. 2: (A) Rodogram showing the orientation of the main fault lineaments of the study area. (B) Stereographic projection of 19 fault planes along with the slip vectors.

Όπου οι ασβεστόλιθοι της Τρίπολης επικάθονται των σχιστόλιθων, παρατηρείται επί αυτών μία ζώνη πάχους 1-2μ., η οποία άλλοτε αποτελείται από ένα τεκτονικό λατυποπαγές από ροδόχροο ασβεστόλιθο με ερυθρωπή χροιά και άλλοτε από ένα θραυσματοπαγές με σπογγώδη υφή κίτρινου χρώματος (ΛΕΚΚΑΣ 1978, ΓΕΩΡΓΟΥΛΗΣ 1989).

4. ΣΧΟΛΙΑΣΜΟΣ ΤΗΣ ΔΟΜΗΣ ΤΗΣ ΑΝΩΤΕΡΗΣ ΠΛΑΚΑΣ

Με σκοπό να προχωρήσουμε στη μελέτη του εφελκυσμού που έχει επηρεάσει την ανώτερη πλάκα αλλά και τη σχέση αυτού με τη επιφάνεια της τεκτονομεταμορφικής ασυνέχειας, σχεδιάστηκε η τομή AA' (εικ. 3), η διεύθυνση της οποίας είναι παράλληλη στην αξονική διεύθυνση των κύριων εφελκυστικών τάσεων (εικ. 2B), πολύ κοντά στην επιφάνεια αποκόλλησης ώστε να διατηρείται η παρατηρούμενη γεωμετρία της (εικ. 1). Επίσης στο μεγαλύτερο μήκος της τέμνει ασβεστόλιθους της ενότητας της Τρίπολης, η στρωματογραφία των οποίων είναι απαραίτητη για την ανακατασκευής της.

Στη τομή εύκολα διακρίνεται ότι η επιφάνεια αποκόλλησης (ρήγμα Βλαχοκερασιάς-ΒΛΚ) τέμνεται και από τα δύο συστήματα ρηγμάτων με τα ΒΒΑ διεύθυνσης ρήγματα να έχουν προκαλέσει ισχυρή μετατόπιση αυτής. Τα τελευταία φαίνεται να έχουν πολύ μικρή κλίση διότι η τομή έχει μικρή γωνιακή σχέση με την παράταξη αυτών. Όσον αφορά τη γεωμετρία της αποκόλλησης ενώ είναι γνωστή στις περιοχές Τσοούκα, Ασπροβούνι και Κάτω Ράχη, δεν τη γνωρίζουμε με ακρίβεια κάτω από τη μάζα της Τσεμπερούς. Διατηρήθηκε όμως η οριζόντια γεωμετρία, καθώς κοντά στο χωριό Πάπαρης εμφανίζονται στην επιφάνεια μαρμαρυγιακοί σχιστόλιθοι (εικ. 1).



Εικ. 3: (A) Η τομή AA' της εικ. 1. (B, C) Δύο περιπτώσεις ανακατασκευής της τομής ανάλογα αν τα ΒΑ διεύθυνσης ρήγματα της Τσεμπερούς αποτελούν ή όχι τη συνέχεια των ίδιας διεύθυνσης ρηγμάτων της Τσοούκα και Ασπροβουνίου. (D, E, F, G) Η γεωμετρία της ανθρακικής ακολουθίας της Τρίπολης πριν αυτή διαρρηχθεί σε περίπτωση που το ρήγμα ΒΛΚ ήταν ένα μεγάλης κλίσης κανονικό ρήγμα. Σε μία τέτοια περίπτωση οι ανθρακικές μάζες της τομής AA' αποτελούσαν τμήμα μίας μεγάλης κλίμακας αντικλινικής δομής (H). (I) Μοντέλο εφελκυστικής παραμόρφωσης της ανώτερης πλάκας. 1. Αλλούβια, 2. Ανωκρητιδικό ασβεστόλιθο της ενότητας Πίνδου (Ks-P), 3. Φλύσχης Τρίπολης (Fr), 4. Ασβεστόλιθοι Τρίπολης, 5. Φυλλίτες-Χαλαζίτες (Sch).
Fig. 3: (A) AA' cross section of fig. 1. (B, C) Two different cases depending on the continuity or not of the NW-oriented faults of Tsemberou to Tsouka or Asprovouni faults. The geometry of Tripolis Unit's limestones just before been faulted in the case that VLK fault was a high-angle normal fault. In such a case the limestones depicted in AA' cross section belonged to a macroscale anticline (H). (I) Deformation model of the upper plate. 1. Alluvial, 2. Limestones of U. Cretaceous age of Pindos Unit (Ks-P), 3. Flysch of Tripolitza Unit (Fr), 4. Limestones of Tripolitza Unit, 5. Phyllites-Quartzites (Sch).

Διακρίνονται επίσης οι ηλικίες των ανθρακικών μαζών της ενότητας της Τρίτολης. Έτσι στη μάζα της Τσεμπερούς η ηλικία των ασβεστολίθων είναι Τριτογενές με *Alveolina sp.*, *Lituanella sp.*, *Nummulites sp.*, ενώ στη Κάτω Ράχη προσδιορίστηκε το Αν. Κρητιδικό με *Thaumatoporella sp.*, *Cuneolina sp.* και ρουδιστές (ΓΕΩΡΓΟΥΛΗΣ, 1989). Τέλος η ανθρακική μάζα ανατολικά στο Μάναρι, στο βόρειο και δυτικό τμήμα της έχει ηλικία Αν. Κρητιδικό με ρουδιστές, *Cuneolina sp.*, *Thaumatoporella sp.* (ΓΕΩΡΓΟΥΛΗΣ, 1989), ενώ στα νοτιοανατολικά έχει προσδιοριστεί το Αν. Ιουρασικό με *Kurnubia sp.* (ΛΕΚΚΑΣ, 1978). Όσον αφορά τις κλίσεις των στρωμάτων στη Τσεμπερούς, είναι τέτοιες ώστε να σχηματίζουν ένα μεγάλης κλίμακας αντίκλινο, στη Κάτω Ράχη και στην Τσούκα είναι υποοριζόντιες, ενώ στο Ασπροβούνι κλίνουν ελαφρά προς τα ανατολικά-βορειοανατολικά.

Ακολουθώντας τη μέθοδο «cut & paste» έγινε η ανακατασκευή αυτής της τομής. Προέκυψαν δύο λύσεις με βάση αν τα ΒΔ διεύθυνσης ρήγματα της μάζας της Τσεμπερούς, τα οποία και κλείνουν προς τα ΒΑ, αποτελούν συνέχεια ή όχι των αντίστοιχης διεύθυνσης και φοράς κλίσης ρηγμάτων που παρατηρούνται στις μάζες Τσούκας και Ασπροβουνίου (εικ. 3Β, C). Ο οριζόντιος εφελκυσμός που προκύπτει από τις ανακατασκευές είναι της τάξης του 208% και 262% αντίστοιχα και διακρίνεται, παρόλο της μικρής κλίμακας, ότι δεν υπάρχουν μεγάλα κενά μεταξύ των επιμέρους ρηξίτεμαχών, ενώ παρατηρείται και μία συνέχεια στην ηλικία των ασβεστολίθων από το Ανώτερο Ιουρασικό έως το Τριτογενές.

Το να υπολογιστούν τα στοιχεία του ρήγματος ΒΛΚ όταν αυτό ήταν ενεργό, είναι γεγονός ότι είναι αρκετά δύσκολο. Η γεωμετρία όμως των δομών της ανώτερης πλάκας επιτρέπει την εξαγωγή συμπερασμάτων τόσο για το βάθος που αυτό λειτουργήσε, όσο και για την αρχική του κλίση. Κατ' αρχάς, κατά μήκος του ρήγματος παρατηρούνται τεκτονικά πετρώματα ρηχών τεκτονικών ορόφων (βλπ παραπάνω) ενώ τέμνει πρώιμες δομές τόσο της ανώτερης όσο και της κατώτερης πλάκας (π.χ. πτυχές, ανάστροφα ρήγματα και επιφάνειες σχιστότητας ή σχισμού). Αυτά και μόνο τα στοιχεία φανερώνουν ότι το ρήγμα ΒΛΚ δημιουργήθηκε και λειτουργήσε σε ρηχούς τεκτονικούς ορόφους, μέσα στο θραυσιγενές τμήμα του φλοιού και αφού είχε ήδη ξεκινήσει η εφελκυστική διαδικασία.

Η δομή της ανώτερης πλάκας, όπως διακρίνεται στις τομές ανακατασκευής, φανερώνει ότι αν το ρήγμα δημιουργήθηκε και έδρασε σε μικρές κλίσεις, τότε η ανώτερη πλάκα ήταν πολύ λεπτή, πιθανά λόγω μίας ισχυρής λέπτυνσης πριν τη λειτουργία αυτού. Ανατολικότερα στην περιοχή των χωριών Βέρβена, Κούτροφα και Άνω Δολιανά, η ενότητα της Πίνδου υπέρκειται τεκτονικά των Φυλλιτών-Χαλαζιτών μέσω μίας οριζόντιας επιφάνειας, η οποία αναλογικά θα πρέπει να δραστηριο-ποιήθηκε σε ακόμη πιο ρηχούς τεκτονικούς ορόφους από το ρήγμα ΒΛΚ. Καθώς μάλιστα απουσιάζουν στοιχεία για πολύ σημαντική διάβρωση που να οδήγησε σε απομάκρυνση φλοιού εκατοντάδων μέτρων πάχους, το ρήγμα αυτό θα πρέπει να έδρασε σε βάθη 200-300μ από την επιφάνεια του εδάφους.

Αυτό όμως δεν είναι αλήθεια. Το ρήγμα ΒΛΚ κόβει προς τα δυτικά όλο και νεότερα στρώματα της ανθρακικής ακολουθίας της ενότητας της Τρίτολης. Στην περιοχή της Τσούκας παρατηρούνται ρήγματα τα οποία τέμνονται από το ρήγμα ΒΛΚ, κάτι που σημαίνει ότι αυτό είναι νεότερο αυτών. Επίσης το ίδιο το ρήγμα κόβεται από άλλα νεότερα ρήγματα ΒΔ διεύθυνσης που παρουσιάζουν ενδιάμεσες κλίσεις (30-60°), ενώ υπάρχουν και άλλα ίδια διεύθυνσης με κλίσεις ανάμεσα σε αυτή του ρήγματος ΒΛΚ και των 45°, π.χ. στην περιοχή της Τσεμπερούς. Τα στοιχεία αυτά φανερώνουν μία σταδιακή περιστροφή του ανθρακικού τμήματος της Τρίτολης κατά την εξέλιξη της εφελκυστικής διαδικασίας με νέα ρήγματα να δημιουργούνται και να τέμνουν παλαιότερα, θυμίζοντας δομές τύπου ντόμινο. Άρα όταν κάποια από αυτά τα ρήγματα ήταν ενεργά το ρήγμα ΒΛΚ δεν είχε την σημερινή γεωμετρία αλλά παρουσίαζε περίπου 15-20° κλίση προς τα ΒΑ και σε κάποια άλλα ακόμη μεγαλύτερη. Άρα κατά το στάδιο που το ρήγμα αυτό ήταν ενεργό, η κλίση του θα πρέπει να ήταν μεγαλύτερη από 30° πιθανότατα μεταξύ των 45-60°, που συμφωνεί με τη θεωρία του ANDERSON (1951) που αφορά τη γωνία διάρρηξης των πετρωμάτων στον ανώτερο φλοιό. Στα σχήματα 3D-G παρουσιάζεται η πιθανή γεωμετρία της ανθρακικής μάζας της Τρίτολης με αρχική κλίση 45° και 60° του ρήγματος ΒΛΚ για κάθε μία από τις δύο περιπτώσεις ανακατασκευής, ενώ στην εικ. 3Η διακρίνεται σχηματικά η γεωμετρία της ενότητας της Τρίτολης πριν το ξεκίνημα της εφελκυστικής διαδικασίας, η οποία φαίνεται να αντιστοιχεί σε μία μεγάλη κλίμακας αντικλιτική δομή. Από τα παραπάνω σχήματα πιστεύουμε ότι αυτά της εικ. 3D, F είναι πολύ πιο κοντά στην πραγματικότητα. Με βάση αυτά στοιχειοθετείται ένας σημαντικός οριζόντιος εφελκυσμός της τάξης του 302-422%.

Στο σχήμα της εικ. 3I παρουσιάζεται σχηματικά η εξέλιξη της ανώτερης πλάκας της περιοχής μελέτης, όπου αρχικά δραστηριοποιούνται τα ΒΔ διεύθυνσης ρήγματα ντόμινο μορφής, οδηγώντας σε σημαντική οριζόντια επέκταση με άκαμπτη σχετικά περιστροφή των επιμέρους ρηξίτεμαχών. Ακολουθεί ένα δεύτερο στάδιο παραμόρφωσης που σχετίζεται με τα ΒΒΑ διεύθυνσης ρήγματα αντίθετης πολικότητας, που προκαλούν την ακόμη ισχυρότερη λέπτυνση της ανώτερης πλάκας. Τόσο τα «Στρώματα Τυρού» όσο και οι Φυλλίτες-Χαλαζίτες στην όλη διαδικασία αντιπροσωπεύουν ένα παχύ οριζόντιο αποκόλλημα μεσαίο στον οποίο τα ρήγματα της ανώτερης

πλάκας αναστομώνονται και διαθλώνται οδηγώντας σε ένα μεγάλης κλίμακας φαινόμενο «boudinage».

Η όλη δομή στα περιθώριά της έχει κερματιστεί από νεότερα ΒΔ διεύθυνσης ρήγματα που προκάλεσαν τη δημιουργία της μεταλλικής λεκάνης της Μεγαλόπολης και του βυθίσματος όπου έχει σχηματιστεί η λίμνη Τάκα (εικ. 1). Τα παλιότερα μεταλλικά ιζήματα που έχουν αποθεθεί ασύμφωνα στο αλπικό υπόβαθρο στις δύο αυτές περιοχές είναι του Αν. Πλειοκαίνου (LUTTIG & VINKEN, 1960). Ραδιοχρονολογικά δεδομένα δείχνουν μία ηλικία κορύφωσης της μεταμόρφωσης των Φυλλιτών-Χαλαζιτών στο Κατ. Μειόκαινο (24-19Ma) (THOMSON et al 1998, 1999). Στα 19Ma λαμβάνει χώρα μία σημαντική ισοθερμική αποσυμπύεση στα 3-4Kb, διάστημα στο οποίο δεν παρατηρείται κάποια σημαντική παραμόρφωση της ενότητας (KUSTER & STOCKHERT, 1997; STOCKHERT et al., 1998; THOMSON et al., 1999), κάτι που σημαίνει ότι η ενότητα ανυψώθηκε σαν ένα ενιαίο σύνολο. Αντίθετα όταν η ενότητα βρέθηκε στο θραυστιγενές τμήμα του φλοιού, άρχισε ένας ισχυρός οριζόντιος εφελκυσμός μέσα στην ίδια την ενότητα, ο οποίος συγκεντρώθηκε σε πολλά μικρές έως ενδιάμεσης κλίσης κανονικά ρήγματα (THOMSON et al., 1999). Το μοντέλο αυτό συμφωνεί και με τα αποτελέσματα του ΤΡΟΤΕΤ (2000), ο οποίος προτείνει ότι το ρήγμα αποκόλλησης στην Πελοπόννησο λειτούργησε σε ρηχούς τεκτονικούς ορόφους. Συμπεραίνεται λοιπόν, ότι η όλη εφελκυστική διαδικασία που περιγράφηκε παραπάνω, έλαβε χώρα μετά τα 19Ma, όταν η ενότητα Φυλλιτών-Χαλαζιτών βρέθηκε στο θραυστιγενές τμήμα του φλοιού και περατώθηκε πριν τη δημιουργία της μεταλλικής λεκάνης της Μεγαλόπολης.

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η ανώτερη πλάκα στο μεταμορφικό πυρήνα της Βλαχοκερασιαίας παρουσιάζεται ισχυρά διερρηγμένη από τουλάχιστον δύο γενιές κανονικών ρηγμάτων μεγάλης κλίσης μερικά από τα οποία παρουσιάζονται σήμερα με μικρές κλίσεις ή οριζόντια. Η ανάλυση του εφελκυσμού της ανώτερης πλάκας φανερώνει ότι η επέκταση της έλαβε χώρα μέσω δύο συστημάτων από ρήγματα τύπου «ντόμινο» αντίθετης σχετικά πολικότητας που οδηγσαν στην ισχυρή λέπτυνση αυτής. Οι τεκτονικές επαφές μεταξύ των υποκείμενων μεταμορφωμένων και των υπερκείμενων αμεταμόρφωτων ενόπιων αντιπροσωπεύουν μεγάλης κλίσης κανονικά ρήγματα που λειτούργησαν εντός του θραυστιγενούς τμήματος του φλοιού, τα οποία κατά την εφελκυστική διαδικασία, περιστράφηκαν έτσι ώστε να γίνουν παράλληλα με την μικρής-κλίσης τεκτονομεταμορφική επιφάνεια ασυνέχειας. Τα «Στρώματα Τυρού» και οι Φυλλίτες-Χαλαζίτες στην παραπάνω διαδικασία διαδραματίζουν το ρόλο ενός παχύ οριζόντια αποκόλλησης μέσα στον οποίο τα ρήγματα της ανώτερης πλάκας αναστομώνονται και διαθλώνται οδηγώντας σε ένα μεγάλης κλίμακας φαινόμενο «boudinage». Όλη η παραπάνω διαδικασία έλαβε χώρα αφού η ενότητα Φυλλιτών-Χαλαζιτών βρέθηκε στο θραυστιγενές τμήμα του φλοιού και πριν τη δημιουργία της λεκάνης της Μεγαλόπολης, δηλαδή Κατωτέρου Μειόκαινου και Ανωτέρου Πλειοκαίνου.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ANDERSON, E. M. (1951). *The dynamics of faulting*. 2nd ed. Edinburgh: Oliver and Boyd.
- BASSIAS, I. (1984). *Etude geologique du domaine parnonien (feuille d' Astros au 1:50.000) Peloponnese orientale*. These de 3eme cycle, Univ. P. et M. Curie, Paris.
- BASSIAS I. & TRIBOULET C. (1987). Tertiary Pressure-Temperature-Time paths from the Metamorphic External Hellenides, Peloponnesus (Greece). *Evolution of Metamorphic Belts, Joint Meeting with IGCP PROJECT 235, University College Dublin, Ireland, 17-20 September, 1987*.
- BASSIAS, I. & LEKKAS, S. (1989). La serie transition entre les zones de Tripolitza et du Pinde dans la region d' Eleokhorion-Mont Parthenion (Peloponnese, Grece). *Ann. Soc. Geol. Nord*, CVII, 297-304.
- DE WEVER, P. (1975). *Etude geologique de series apparaissant en fenetre sous l'allocthone pindique (serie de Tripolitza, serie epimetamorphique de Zarouchla), Peloponnese septentrional, Grece*. These, 3eme cycle, p. 318, Lille.
- DERCOURT, J. (1964). Contribution a l'etude geologique d'un secteur du Peloponnese septentrional. *Ann. Geol. Pays Hell.*, 15, p. 418.
- DERCOURT, J., DE WEVER, P. & FLEURY, J. J. (1976). Donnees sur le style tectonique de la nappe de Tripolitza en Peloponnese septentrional (Grece). *Bull. Soc. geol. France*, (7), t. XVIII, n° 2, 317-326.
- DOUTSOS, T., KOUKOUVELAS, I., POULIMENOS, G., KOKKALAS, S., XYPOLIAS, P. & SKOURLIS, K. (2000). An exhumation model of the south Peloponnesus, Greece. *Int. J. Earth Sci.*, 89, 350-365.
- ΦΑΣΣΟΥΛΑΣ, Χ. (1995). *Κινηματική και παραμόρφωση των καλυμμάτων της κεντρικής Κρήτης*. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο, σελ. 258, Θεσσαλονίκη.
- FASSOULAS, C. (1999). The structural evolution of central Crete: insight into the tectonic evolution of the south

- Aegean (Greece). *Journal of Geodynamics*, 27, 23-43.
- FASSULAS, C., KILIAS, A. & MOUNTRAKIS, D. (1994). Postnappe stacking extension and exhumation of high-pressure/low-temperature rocks in the island of Crete, Greece. *Tectonics*, v. 13, 127-138.
- ΓΕΩΡΓΟΥΛΗΣ, Ι. (1989). Γεωλογικές και Υδρογεωλογικές έρευνες στην επαρχία Μαντινείας (Κεντρική Πελοπόννησος). *ΙΓΜΕ, Υδρολογικές & Υδρογεωλογικές Έρευνες, Αρ. 52, Αθήνα*.
- ΘΕΟΔΩΡΟΠΟΥΛΟΣ, Δ. (1970). Γεωλογικά και μορφολογικά παρατηρήσεις εις την περιοχή Νεαπόλεως Βοιών. *Ann. Geol. Pays Hell.*, 25, 445-466.
- JOLIVET L., DANIEL J., TRUFFERT C. & GOFFE B. (1994). Exhumation of deep crustal metamorphic rocks and crustal extension in arc and back-arc regions. *Lithos*, 33, 3-30.
- JOLIVET L., GOFFE B., MONIE P., TRUFFERT-LUXEY C., PATRIAT M. & BONNEAU M. (1998). Miocene detachment in Crete and exhumation P-T-t paths of high pressure metamorphic rocks. *Tectonics*, 15, 1129-1153.
- JOLIVET, L. & GOFFE, B. (2000). Les domes metamorphiques extensifs dans les chaines de montagnes. Extension syn-orogenique et post-orogenique. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planetes*, 330, 739-751.
- KANABOS, Θ. (1989). *Πετρογένεση μεταμορφωμένων σχηματισμών Κεντρικής Πελοποννήσου*. Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Πατρών, σελ. 199, Πάτρα.
- KAROTΣΙΕΡΗΣ, Ζ. (1981). *Γεωλογικές έρευνες στην περιοχή Βυτίνας (Κεντρική Πελοπόννησος)*. Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών, 202 σελ., Αθήνα.
- KILIAS, A., ΦΑΣΟΥΛΑΣ, Χ. & ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ, Δ. (1993). Τριτογενής έκταση ηπειρωτικού φλοιού και ανύψωση του «μεταμορφικού συμπλέγματος» του Ψηλορείτη στο κεντρικό τμήμα του ελληνικού τόξου (Κρήτη, Ελλάδα). *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, 28/1, 297-314.
- KILIAS, A., FASSOULAS, C. & MOUNTRAKIS, D. (1994). Tertiary extension of continental crust and uplift of Psiloritis metamorphic core complex in the central part of the Hellenic Arc (Crete, Greece). *Geol. Rundsch.*, 83, 417-430.
- KÜSTER, M. & STÖCKHERT, B. (1997). Density changes of fluid inclusions in high-pressure low-temperature metamorphic rocks from Crete: a thermobarometric approach based on the creep strength of the host minerals. *Lithos*, 41, 151-167.
- ΛΕΚΚΑΣ, Σ. (1978). *Συμβολή εις την γεωλογικήν δομήν της περιοχής νοτιο-ανατολικώς της Τριπόλεως (Κεντρική Πελοπόννησος)*. Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών, 192 σελ., Αθήνα.
- LEKKAS, S. & PAPANIKOLAOU, D. (1979). On the phyllite problem in Peloponnesus, *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 29/1, 395-409.
- LEKKAS, S. & ZAMBETAKIS-LEKKAS, A. (1980). Sur l'existence de la serie de Magassa en Peloponnesse central (Grece). *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 30/1, 332-341.
- LEKKAS, S. & GEORGOULIS, J. (1985). Couches renversees dans la nappe d' Arcadie et leur signification pour l' hydrogeologie (Peloponnesse Central, Grece). *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 33/1, 83-91.
- ΛΕΚΚΑΣ, Σ. & ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗΣ, Ζ. (1988): Η γεωλογική δομή γύρω από το οροπέδιο της Τρίπολης. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, 20, 53-66.
- LUTTIG, G. & VINKEN, R. (1960). *Ääüëäëüð ÷Ûñðç ðçð èäëÛíçð ðçð Ìääëüðíëäüð*. *Geologisches. Jahrbuch*, 83, Hannover.
- ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, Δ. (1984). Εισαγωγή στην τεκτονική ανάλυση των ορημάτων της Ελλάδος. *Συνέδριο «Σεισμοί και κατασκευές»*, Τ.Ε.Ε., Αθήνα 1984, *Πρακτικά*, 2, 1030-1044.
- ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, Δ. & ΔΑΝΑΜΟΣ, Γ. (1991). Αντιστοίχιση της γεωτεκτονικής θέσης των Κυθήρων και των Κυκλάδων στη γεωδυναμική εξέλιξη του ελληνικού τόξου. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, 25/1, 65-79.
- RICHTER, D. (1975). Problem der Metamorphose auf dem Peloponnes (Griechenland). *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 149/2, 129-147, Stuttgart.
- SEIDEL, E., KREUZER, H. & HARRE, W. (1982). A late Oligocene/early Miocene high pressure belt in the external Hellenides. *Geol. Jb.*, E23, 165-206, Hannover.
- ΣΚΑΡΠΕΛΗΣ, Ν. (1982). *Μεταλλογένεση συμπλεγμάτων θειούχων μεταλλευμάτων και πετρολογία της εξωτερικής μεταμορφικής τεκτονικής ζώνης των Ελληνίδων (ΝΑ Πελοπόννησος)*. Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών, σελ.149, Αθήνα.
- STÖCKHERT, B., WACHMANN, M., KÜSTER, M. & BIMMERMAN, S. (1998): Low effective viscosity during high-pressure metamorphism due to dissolution precipitation creep: the record of HP-LT metamorphic carbonates and siliciclastic rocks from Crete. *Tectonophysics*, 303, 299-319.
- ΤΑΤΑΡΗΣ, Α. & ΜΑΡΑΓΚΟΥΔΑΚΗ, Ν. (1965). Επί της στρωματογραφίας του Τριαδικού και Ιουρασικού

- της ζώνης Τριπόλεως εις Κυνουρίαν (Πελοπόννησος). *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, 6/2, 353-364.
- THEYE, TH. & SIEDEL, E. (1991). Petrology of low-grade high-pressure metapelites from the External Hellenides (Crete, Peloponnese). A case study with attention to sodic minerals. *Eur. J. Mineral.*, 1991, 3, 343-366.
- THIEBAULT F. (1982). *Evolution geodynamique des Hellenides externes en Peloponnese meridional (Grece)*. Societe Geologique du Nord, Publication n° 6, p. 393.
- THOMSON, S., STOCKHERT, B. & BRIX, M. (1998). Thermochronology of the high-pressure metamorphic rocks of Crete, Greece: Implications for the speed of tectonic processes. *Geology*, v. 26, no. 3, p. 259-262.
- THOMSON, S., STOCKHERT, B. & BRIX, M. (1999). Miocene high-pressure metamorphic rocks of Crete, Greece: rapid exhumation by buoyant escape, *In: Ring, U., Brandon, M. T., Lister, G. S. & Willett, S. D. (eds) Exhumation Processes: Normal faulting, Ductile flow and Erosion*. Geological Society of London, Special Publications, 154, 87-107.
- TROTET, F. (2000). *Exhumation of high pressure-low temperature metamorphic rocks along a transect from the Cyclades to the Peloponnese (Greece)-Geodynamic implications*. Thesis. De l'École Normale Supérieure, Laboratoire de Géologie.

ΑΣΥΜΜΕΤΡΗ ΑΝΑΠΤΥΞΗ ΥΔΡΟΓΡΑΦΙΚΩΝ ΔΙΚΤΥΩΝ ΠΑΡΑΓΩΝ ΑΝΑΓΝΩΡΙΣΗΣ ΠΕΡΙΣΤΡΟΦΩΝ ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΩΝ ΡΗΞΙΤΕΜΑΧΩΝ. Η ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ ΤΩΝ ΛΕΚΑΝΩΝ ΣΤΟΥΡΝΑΡΟΡΡΕΜΑΤΟΣ ΚΑΙ ΜΠΕΛΕΣΙΤΣΑΣ (Ν. ΦΩΚΙΔΑΣ)*

I. ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ¹ & Μ. ΦΟΥΜΕΛΗΣ¹

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η παρούσα εργασία σκοπό έχει την αναγνώριση μεγάλης κλίμακας νεοτεκτονικών παραμορφώσεων στην ευρύτερη περιοχή της Ερατεινής (Ν. Στερεά Ελλάδα), από την μελέτη του υδρογραφικού δικτύου, των επιφανειών επιπέδωσης και του υπεδαφικού χάρτη της τεκτονικής επαφής μεταξύ της ενότητας των Βαρδουσίων και της Πίνδου. Συγκεκριμένα εξετάζονται οι ασυμμετρίες των επιμέρους κλάδων των λεκανών του Ρ. Στουρναρόρρεμα και του Ρ. Μπελεσίτσα (κλάδος του Μόρνου ποταμού). Ιδιαίτερο ενδιαφέρον προς αυτή την κατεύθυνση παρουσιάζουν οι συστηματικές τάσεις προσανατολισμού του ανύσματος του Παράγοντα Εγκάρσιας Τοπογραφικής Συμμετρίας 'T' καθώς και η γεωγραφική του κατανομή. Έτσι υπολογίστηκε η μέση τιμή του παραπάνω παράγοντα ασυμμετρίας για τους κλάδους 3^{ης} τάξης των δύο λεκανών και λαμβάνοντας ταυτόχρονα υπόψη τις επιδράσεις της τεκτονικής και της λιθολογίας στις θεωρούμενες τιμές ασυμμετρίας, προτείνουμε μια πιθανή αντίρροπη στρέψη των δύο λεκανών γύρω από οριζόντιο άξονα ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης.

ABSTRACT

The aim of the present study is to detect large scale neotectonic deformation in the wider area of Eratini (South Sterea region), by examining its drainage network, the planation surfaces and the structural contour map of the contact between Bardousia and Pindos geotectonic units. In particular we examined the asymmetry of Stournarorema and Belesitsas (tributary of Mornos river) basins. The main interest of this attempt was to reveal systematic orientation of the Transverse Topographic Symmetry Vector 'T' as well as its geographic distribution. Thus we estimated the above asymmetry factor for the 3rd order streams of both basins and taking in consideration the influence of the tectonic structure and the lithology of the area to the estimated asymmetry values, we suggest a possible counterbalancing rotation of these basins along a horizontal axis of NE-SW direction.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Ερατεινή, Ρ. Στουρναρόρρεμα, Ρ. Μπελεσίτσας, Ασυμμετρίες του υδρογραφικού δικτύου, Περιστροφή Νεοτεκτονικών τεμαχίων.

KEY WORDS : Eratini, Stournarorema, Belesitsas, Asymmetries of drainage network, Rotation of Neotectonic blocks.

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

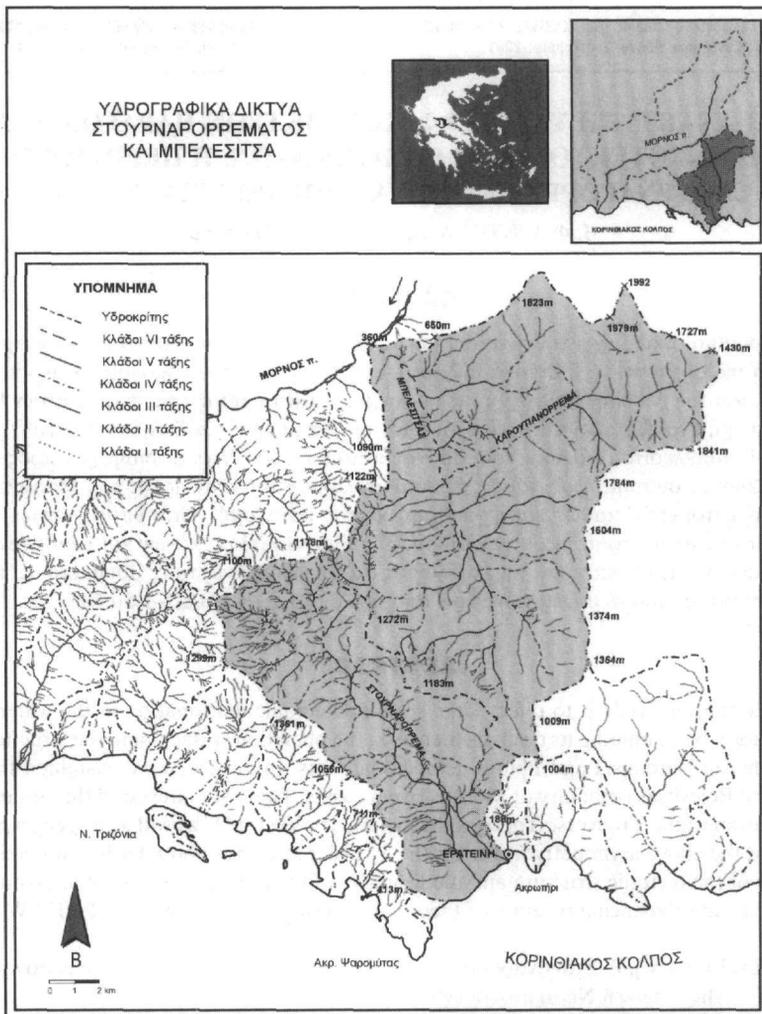
Η παρούσα εργασία πραγματοποιήθηκε στο βόρειο περιθώριο του Κορινθιακού κόλπου και συγκεκριμένα στην ευρύτερη περιοχή της κοινότητας της Ερατεινής του νομού Φωκίδας. Στην περιοχή απαντούν σχηματισμοί της ενότητας Πίνδου καθώς και της επαθήμενης σ' αυτή ενότητα των Βαρδουσίων.

Η ευρύτερη παράκτια περιοχή της Ερατεινής βρίσκεται σε καθεστώ βύθισης γεγονός που διαπιστώνεται τόσο με γεωλογικά κριτήρια (Μαριολάκος Η., 1975), όσο και με γεωδαιτικά δεδομένα (Bernard et al., 1996), αλλά και από την διάταξη των παράκτιων υδρολογικών λεκανών 3^{ης} ή μικρότερης τάξης (Εικ. 1). Η απώλεια τμημάτων της ακτής λόγω της παρατηρούμενης βύθισης είχε ως αποτέλεσμα την αποκοπή μέρους των υδρολογικών λεκανών με συνέπεια επιμέρους τμήματά τους να εμφανίζονται πλέον ως ανεξάρτητα μικρότερης τάξης δίκτυα (2^{ης} και 3^{ης}), ο προσανατολισμός των οποίων (ΒΑ-ΝΔ) είναι σχεδόν εγκάρσιος στις αλπικές δομές της περιοχής (άξονες μέγα πτυχών και λέπη).

Βασικός λοιπόν στόχος της εργασίας ήταν η κατανόηση της κινηματικής και της γεωμετρίας των νεοτεκτο-

* ASYMMETRIC DEVELOPMENT OF DRAINAGE NETWORKS AS A FACTOR FOR THE RECOGNITION OF NEOTECTONIC BLOCK ROTATION. THE CASE OF STOURNARORREMA AND BELESITSAS BASINS (FOKIDA PREFECTURE, GREECE)

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



Εικ. 1 : Το υδρογραφικό δίκτυο της ευρύτερης περιοχής της Ερατεινής, όπου διακρίνεται η παράλληλη ανάπτυξη των λεκανών του Στουρναρορρέματος και του Μπελεσίτσα και η ταυτόχρονη αντίθετη αποστράγγισή τους.

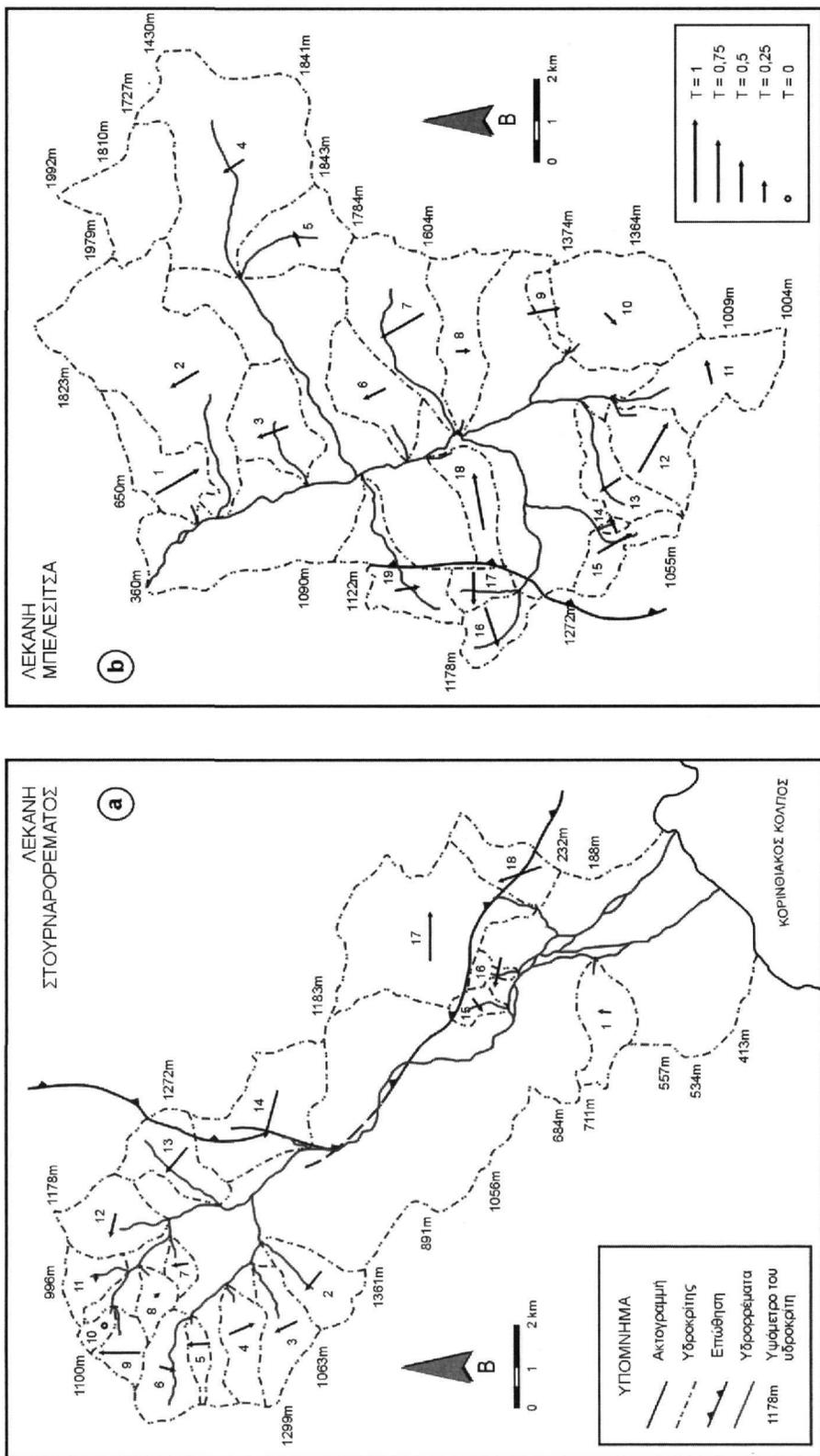
Fig. 1 : The drainage network of the broader area of Eratini where the parallel and opposite flow directions of the Stournarorrema and Belesitsas basins are shown.

νικών τεμαχών από τη μελέτη της ασυμμετρίας του υδρογραφικού δικτύου καθώς και της γεωγραφικής κατανομής των επιφανειών επιπέδωσης. Τα στοιχεία αυτά συνδυάστηκαν στη συνέχεια και με τα τεκτονικά στοιχεία της ευρύτερης περιοχής και πιο συγκεκριμένα λήφθηκαν υπόψη τα ρήγματα, οι άξονες των μέγα πτυχών καθώς και η μορφή της τεκτονικής επαφής μεταξύ Βαρδουσιών και Πίνδου.

ΥΔΡΟΓΡΑΦΙΚΟ ΔΙΚΤΥΟ

Οι λεκάνες του Στουρναρορρέματος και του Μπελεσίτσα, 5^{ης} και 6^{ης} τάξης αντίστοιχα, ενώ διατηρούν σχεδόν τον ίδιο προσανατολισμό (ΒΔ-ΝΑ), έχουν εντελώς αντίθετες φορές αποστράγγισης (Εικ. 1), με την μεν πρώτη να εκβάλλει στον Κορινθιακό κόλπο, τη δε δεύτερη να συμβάλει προς βορρά με το Μόρνο ποταμό του οποίου αποτελεί επιμέρους λεκάνη. Κοινό χαρακτηριστικό των δύο λεκανών είναι η υποπαράλληλη ανάπτυξη των κλάδων μεγάλης τάξης (4^{ης} και 5^{ης} τάξης) με εκείνη του εκάστοτε κύριου κλάδου. Τοπικές αποκλίσεις από την παραπάνω διάταξη οφείλονται κυρίως στην επιρροή της τεκτονικής και λιγότερο της λιθολογίας.

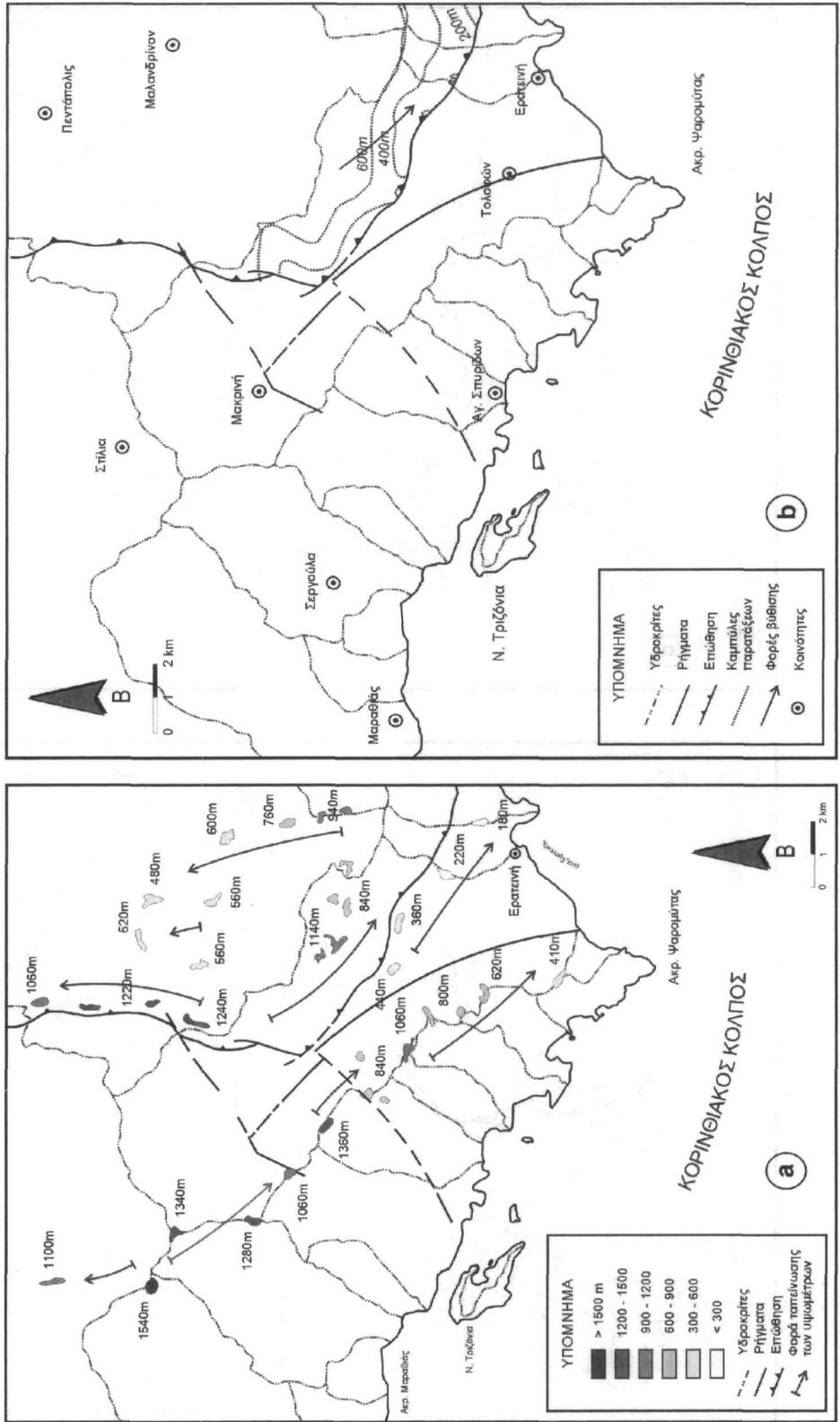
Ενδεικτική είναι η περίπτωση του ρέματος Καρουτιανόρρεμα (λεκάνη Μπελεσίτσα) η υπέρμετρη ανάπτυξη του οποίου αποτελεί από μόνη ένα είδος ασυμμετρίας (Εικ. 1). Η επικράτηση ανθρακικών πετρωμάτων στο



Εικ. 2 : Η μέση τιμή του ανύσματος του παράγοντα εγγείας τοπογραφικής συμμετρίας (T) στους επιμέρους κλάδους 3^{ης} τάξης των λεκανών (a) του Στουραρορέματος και (b) του Μπελεσίτσας.

Fig. 2 : Mean value of the Transverse Topographic Symmetry Vector (T) for streams of 3rd order at the basins of (a) Stourarrema and (b) Belesitsas.

Εικ. 3 : (α) Η γεωγραφική κατανομή των επιφανειών επιπέδωσης (β) Ο υψομετρικός χάρτης της επαφής μεταξύ της ενότητας των Βαρόδοσιων και της Πίνδου.
 Fig. 3 : (a) The geographical distribution of the planation surfaces (b) The structural contour map of the contact between Bardousia and Pindos geotectonic units.



BA τμήμα της λεκάνης και η έντονη καρστικοποίησή τους συνέβαλλε στην παρατηρούμενη ανομοιομορφία. Άλλες αποκλίσεις συνδέονται με τεκτονικά φαινόμενα κοντά στο μέτωπο της επώθησης και ιδιαίτερα στη λεκάνη του Μπελεσίτσα, όπου διακρίνονται χαρακτηριστικά ενός 'contorted' δικτύου, η ροή δηλαδή των επιμέρους κλάδων είναι αντίθετη προς εκείνη του κύριου (Bloom, 1978). Συγκεκριμένα ενώ η φορά αποστράγγισης των λεκανών 16 και 17 (3^{ης} τάξης) είναι προς νότο (Εικ. 2), οι συγκεκριμένοι κλάδοι συμβάλλουν δίνοντας έναν 4^{ης} τάξης με διεύθυνση σχεδόν Α-Δ και ακολουθεί ένας 5^{ης} τάξης κλάδος, ο οποίος κάμπτεται με τη σειρά του και ενώνεται τελικά με τον κύριο κλάδο της λεκάνης (Μπελεσίτσα) όπου η φορά ροής είναι προς τα ΒΒΔ.

Η ανάπτυξη των λεκανών κατά αυτό τον τρόπο υποδεικνύει ότι οι λεκάνες πρέπει να περιστρέφονται αντίρροπα γύρω από έναν οριζόντιο άξονα ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης. Προκειμένου να πιστοποιηθεί μια τέτοιου χαρακτήρα κίνηση, εξετάστηκε η φορά ασυμμετρίας στους επιμέρους κλάδους των δικτύων. Λόγω της παραλληλίας των κλάδων 5^{ης} και 4^{ης} τάξης στην λεκάνη του Μπελεσίτσα με τον κύριο κλάδο και αντίστοιχα των 4^{ης} τάξης στην λεκάνη του Στουρναρορρέματος, θεωρήθηκε σκόπιμος ο προσδιορισμός της ασυμμετρίας στους κλάδους 3^{ης} τάξης και στις δύο λεκάνες. Θα πρέπει να τονισθεί εδώ ότι η σχεδόν κάθετη ανάπτυξη του ρέματος Καρουτιανόρρεμα προς τη διεύθυνση αποστράγγισης της λεκάνης επιτρέπει την εξέταση της ασυμμετρίας, που στην περίπτωση αυτή συμβαδίζει με το προαναφερθέν πρότυπο κίνησης, εφόσον ο συγκεκριμένος κλάδος φαίνεται να είναι μεταποτισμένος προς το βόρειο υδροκρήτη του.

Για την ποσοτική προσέγγιση της ασυμμετρίας χρησιμοποιήθηκε ο Παράγοντας Εγκάρσιας Τοπογραφικής Συμμετρίας $T_s = Da/Dd$, όπου Da η κάθετη απόσταση μεταξύ της κοίτης του ρέματος (μέση διεύθυνση) και της διαμέσου της λεκάνης και Dd η κάθετη απόσταση μεταξύ της κοίτης του ρέματος και του υδροκρήτη στην ίδια πλευρά που μετράται το Da (Cox, 1994, Φουντούλη & Μπακοπούλου, 1999). Με αυτή την έννοια οι τιμές ασυμμετρίας κυμαίνονται μεταξύ του μηδενός για απόλυτα συμμετρικές λεκάνες και της μονάδας στις περιπτώσεις όπου ο κλάδος ταυτίζεται θεωρητικά, λόγω της μετατόπισής του, με τον υδροκρήτη της λεκάνης του. Το μέτρο του ανύσματος ασυμμετρίας αντιπροσωπεύει πρακτικά το μέγεθος της εγκάρσιας μετατόπισης που υφίσταται κάθε κλάδος, ενώ η φορά του τη φορά της μετατόπισης. Η μέση τιμή των ανυσμάτων ασυμμετρίας κάθε λεκάνης υπολογίστηκε με στατιστική επεξεργασία του συνόλου των μετρήσεων κάθε λεκάνης σε δίκτυο στερεογραφικής προβολής Schmidt. Πρέπει να τονισθεί ότι η μέση τιμή των ανυσμάτων ασυμμετρίας διαφέρει από την αριθμητική μέση τιμή αυτής διότι στην τελευταία δε λαμβάνεται υπ' όψιν ο προσανατολισμός της.

Η κατανομή των ανυσμάτων ασυμμετρίας επιτρέπει εν μέρει την αντίληψη συγκεκριμένων τάσεων προσανατολισμού της ασυμμετρίας, εφόσον στο συνολικό αποτέλεσμα εμπεριέχονται οι άμεσες ή/και έμμεσες επιδράσεις της τεκτονικής και της λιθολογίας. Πολλές είναι οι περιπτώσεις όπου διάφοροι κλάδοι αναπτύσσονται ή μετατοπίζονται εν συνεχεία κατά μήκος του ίχνους των ρηγμάτων ή των στρωματογραφικών επαφών (στο μεγαλύτερο μέρος τους στην συγκεκριμένη περιοχή αποτελούν επιφάνειες αποκολλησεων), λόγω της μειωμένης ανθεκτικότητας των πετρωμάτων σε αυτές τις ζώνες. Το περιορισμένο μήκος ορισμένων ρεμάτων δεν επιτρέπει επίσης τη θεώρησή τους στην τελική εξέταση της λαμβανόμενης κίνησης, ενώ οι παρατηρούμενες αποκλίσεις οφείλονται έως ένα βαθμό και στον προσανατολισμό των κλάδων 3^{ης} τάξης. Κλάδοι που δεν αναπτύσσονται κάθετα στη διεύθυνση ροής των κύριων κλάδων των λεκανών τους μετατοπίζονται υπό γωνία ακόμα και αν η συνολική βύθιση της λεκάνης έχει διαφορετική φορά.

Έτσι στη λεκάνη του Μπελεσίτσα στην πλειοψηφία τους οι εγκάρσιες μετατοπίσεις των κλάδων ακολουθούν τη φορά αποστράγγισης της λεκάνης (σχεδόν προς τα ΒΔ), με τις περισσότερες εξαιρέσεις να τοποθετούνται στους χώρους κοντά στο μέτωπο της επώθησης των Βαρδουσίων πάνω στην Πίνδο, όπου οι μέσες τιμές ασυμμετρίας έχουν φορά σχεδόν προς τα ανατολικά (Εικ. 2b).

Στο Στουρναρορρέμα εμφανίζεται μια πιο περίπλοκη διάταξη, με τους επιμέρους κλάδους στο δυτικό τμήμα της λεκάνης να εμφανίζουν μια κυματοειδείς διακύμανση της φοράς ασυμμετρίας σε διεύθυνση παράλληλη με τη διάταξη της λεκάνης (ΒΔ-ΝΑ), γεγονός που αποδίδεται στις τοπικές (άμεσες ή/και έμμεσες) επιρροές της τεκτονικής. Αντίθετα κατά μήκος του ανατολικού υδροκρήτη και κοντά στο μέτωπο της επώθησης, η φορά ασυμμετρίας κυμαίνεται από δυτικά έως ΔΒΔ, εξαρτώμενη έως ένα βαθμό και από τον αρχικό προσανατολισμό του κάθε κλάδου (Εικ. 2a).

Συνεπώς και για τις δύο λεκάνες παρατηρείται μια συστηματική με αντίθετη όμως κατανομή της φοράς ασυμμετρίας εκατέρωθεν του κοινού τους υδροκρήτη. Χαρακτηριστική είναι η ελάττωση του μέτρου της ασυμμετρίας καθώς απομακρυνόμαστε από την περιοχή όπου βρίσκεται το μέτωπο της επώθησης των Βαρδουσίων στην Πίνδο.

Διακρίνεται λοιπόν σαφέστερα στην λεκάνη του Μπελεσίτσα και λιγότερο στο Στουρναρορρέμα μια τάση μετατόπισης των ρεμάτων προς τη φορά της αποστράγγισης κάθε λεκάνης, γεγονός που δείχνει ότι οι λεκάνες πρέπει να περιστρέφονται γύρω από οριζόντιο άξονα ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης με αντίθετες φορές. Οι παρατηρούμενες αποκλίσεις οφείλονται πιθανό στην έντονη ανύψωση των πετρωμάτων κατά μήκος του μετώπου της επώθησης.

ΜΟΡΦΟΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Επιπλέον στοιχεία που ενισχύουν ένα τέτοιου χαρακτήρα κινηματικό καθεστώς είναι η γεωγραφική κατανομή των επιφανειών επιπέδωσης που αναπτύσσονται στις παραπάνω λεκάνες καθώς και η γεωμετρία της τεκτονικής επαφής του καλύμματος των Βαρδουσίων, που απεικονίζεται στον υπεδαιφικό χάρτη (Εικ. 3b).

Στη λεκάνη του Μπελεσίτσα οι επιφάνειες επιπέδωσης με τα μεγαλύτερα υψόμετρα βρίσκονται στο ΝΝΑ τμήμα της, ενώ εκείνες με τα μικρότερο στο ΒΒΔ, έχουμε δηλαδή μια σταδιακή μείωση των υψομέτρων από τα ΝΝΑ προς τα ΒΒΔ, όντας ταυτόχρονα ομόροπη προς τη φορά ροής του κύριου κλάδου. Οι επιφάνειες επιπέδωσης κοντά στο μέτωπο της ελώθησης ακολουθούν την παραπάνω διάταξη έχοντας όμως αισθητά μεγαλύτερα υψόμετρα λόγω της εντονότερης ανύψωσης των πετρωμάτων κατά μήκος αυτής της ζώνης (Εικ. 3a). Στη λεκάνη του Στουρναρορρέματος οι επιφάνειες επιπέδωσης παρουσιάζουν στο σύνολό τους μια τάση μείωσης των υψομέτρων τους παράλληλα προς τη φορά αποστράγγισης της λεκάνης.

Τοπικές μεταβολές των υψομέτρων σε αυτήν αλλά και σε εγκάρσια διεύθυνση, αποδίδονται στη συνδυαστική δράση κυρίως των μεγάλων ρηξιγενών δομών της περιοχής, ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης (Εικ. 3a).

Διακρίνουμε επομένως τρεις περιοχές όπου παρατηρούνται εγκάρσιες διακνυμάνσεις των υψομέτρων των επιφανειών επιπέδωσης, χωρίς να επηρεάζεται η γενικότερη τάση μείωσης των υψομέτρων προς τα ΝΑ. Μια πρώτη που εκτείνεται από το ανατολικό υδροκρήτη έως το ίχνος του μετώπου του επωθημένου καλύμματος, όπου η ταπεινώση

των υψομέτρων ξεκινά από τα 1240m στο ΒΔ τμήμα της λεκάνης και φτάνει τα 840m στα ΝΑ, μια δεύτερη από το μέτωπο της ελώθησης έως το ρήγμα που περνά από την κοινότητα του Τολοφώνα, με σαφώς μικρότερα υψόμετρα από τα 440m έως τα 180m και τέλος μια τρίτη, με τις επιφάνειες εκείνες που αναπτύσσονται κατά μήκος του δυτικού υδροκρήτη της λεκάνης, όπου η δράση εγκάρσιων ρηγματίων ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης είναι σαφώς εκφρασμένη στην κατανομή των επιμέρους υψομέτρων. Έτσι διακρίνουμε μια σταδιακή μείωση από τα 1340m έως τα 1060m στη συνέχεια παρατηρείται μια τοπική ανύψωση με επιφάνειες από τα 1360m έως τα 840m και ακολουθεί μια δεύτερη μετατόπιση με επιφάνειες από τα 1060m έως τα 410m, έχουμε δηλαδή ένα είδος κυματοειδούς ανάπτυξη των επιφανιών επιπέδωσης σε αυτή την περιοχή. Τέλος όσον αφορά τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά της επαφής του επωθημένου καλύμματος των Βαρδουσίων στο ανατολικό όριο της λεκάνης του Στουρναρορρέματος, φαίνεται ότι κλίνει προς τα ΝΝΑ, γεγονός που συμβαδίζει με τα υπόλοιπα επιφανειακά μορφοτεκτονικά στοιχεία που περιγράφηκαν.

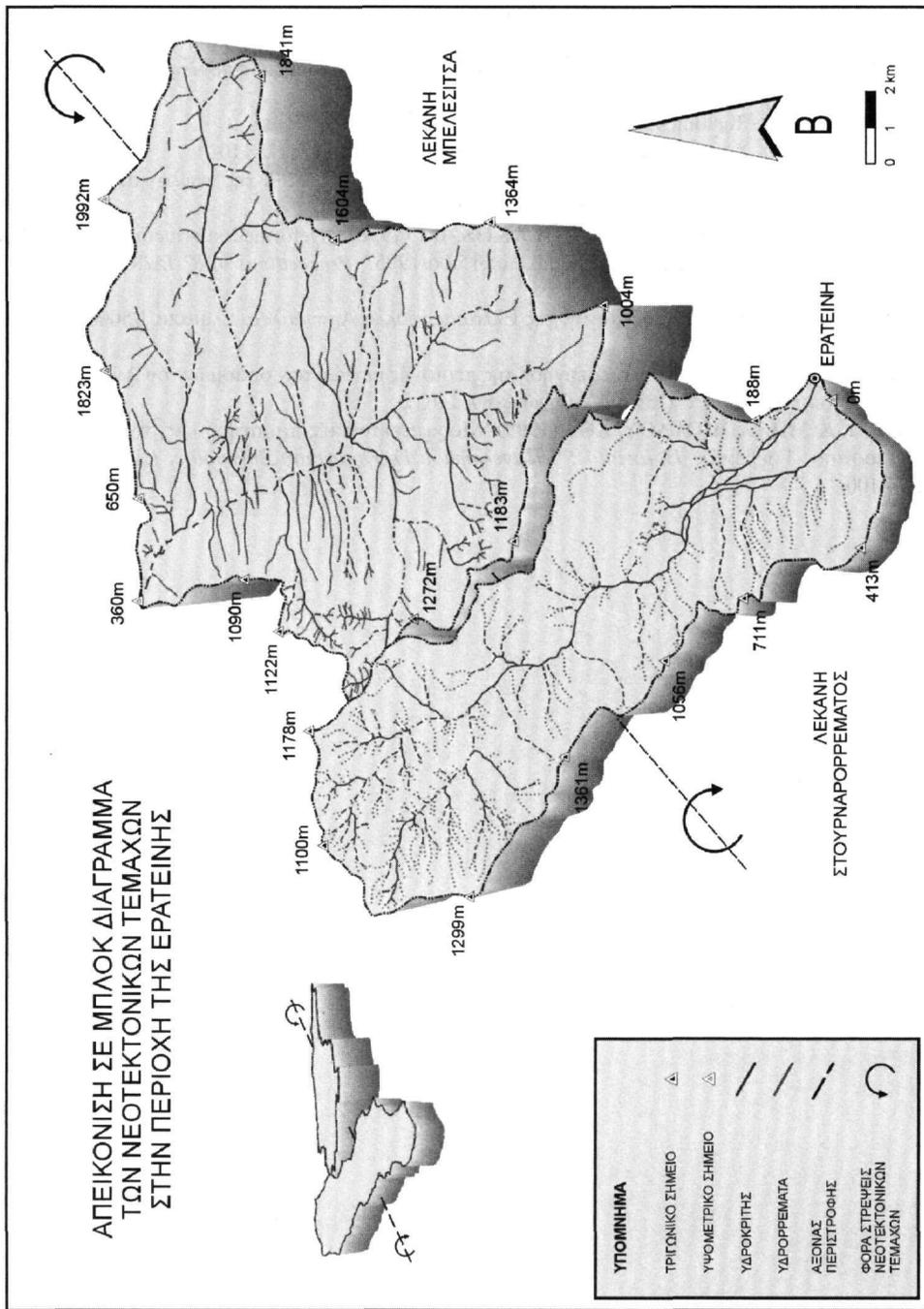
ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Τα στοιχεία που προκύπτουν από την κατανομή της ασυμμετρίας όπως αυτή περιγράφεται ποιοτικά και ποσοτικά από το ανύσμα του παράγοντα εγκάρσιας τοπογραφικής συμμετρίας (Τ) στις λεκάνες του Στουρναρορρέματος και του Μπελεσίτσα, συμφωνούν με τη φορά μείωσης των απόλυτων υψομέτρων των επιφανειών επιπέδωσης καθώς και την κλίση της επαφής του τεκτονικού καλύμματος των Βαρδουσίων με την Πίνδο.

Συγκεκριμένα, η προς τη φορά αποστράγγισης των λεκανών, (του μεν Στουρναρορρέματος προς τα ΝΑ, του δε Μπελεσίτσα προς τα ΒΔ), επιμήκης ανάπτυξη των κλάδων 4^{ης} και 5^{ης} τάξεις, μετατόπιση των επιμέρους κλάδων 3^{ης} τάξης, μείωση των υψομέτρων των επιφανειών επιπέδωσης, αλλά και η ΝΑ κλίση της επιφάνειας της ελώθησης, υποδηλώνουν ένα καθεστώς περιστροφικού χαρακτήρα.

Οι αποκλίσεις ωστόσο των ανυσμάτων ασυμμετρίας, εμφανίζουν με τη σειρά τους μια συστηματικότητα εκατέρωθεν του μετώπου της ελώθησης, με φορές προς τα ΒΔ έως τα ΝΔ στο σχετικά αυτόχθονο της Πίνδου και αντίστοιχες ανατολικές έως ΝΑ στο αλλόχθονο των Βαρδουσίων, λόγω της ανύψωσης των πετρωμάτων κατά μήκος αυτής της ζώνης. Επιπλέον τοπικές αποκλίσεις οφείλονται είτε στην επίδραση (άμεση ή έμμεση) των ρηξιγενών δομών της περιοχής, είτε στον αρχικό προσανατολισμό των κλάδων, εφόσον υδρορρέματα με παράλληλη έως υποπαράλληλη και όχι τελείως εγκάρσια ανάπτυξη στη φορά ροής του κύριου κλάδου της εκάστοτε λεκάνης, δεν παρέχουν τις αναμενόμενες φορές μετατόπισης.

Όλα τα παραπάνω δεδομένα υποδεικνύουν μια αντίρροπη στρέψη των δύο δικτύων γύρω από οριζόντιο άξονα ΒΑ-ΝΔ προσανατολισμού (Εικ. 4). Η απουσία κάποιας εμφανούς ρηξιγενούς ζώνης στα όρια των δύο υδρολογικών λεκανών οδηγεί στο συμπέρασμα ότι είτε η παραμόρφωση έχει πλαστικό χαρακτήρα, είτε συνδέεται με την ελώθηση των Βαρδουσίων.



*Εικ. 4 : Σχηματική απεικόνιση της αντίρροπης στρέψης των νεοτεκτονικών οριζόμενων γύρω από οριζόντιο άξονα ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης.
Fig. 4 : Schematic depiction of the counterbalancing rotation of the neotectonic blocks around a horizontal NE-SW axis.*

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- BERNARD, P. & 24 others, (1996).** The $M_s=6,2$, June 15, 1995 Aigion earthquake. Results of a multidisciplinary study : evidence for low angle normal faulting in the Corinth rift.' *Journal of Seismology*, 1:131-150.
- BLOOM, A.L., (1978)** 'Geomorphology' Prentice Hall, Inc.: New Jersey, U.S.A., 482p.
- COX, R.T., (1994)** 'Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: An example from the Mississippi Embayment.' *Geological Society of America Bulletin*, v.106, p.571-581.
- KELLER E., (1996)** 'Active Tectonics' 338p.
- ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, Η., (2000)** 'Σημειώσεις Νεοτεκτονικής' Παν/μιο Αθηνών, σελ. 110.
- ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, Η., (1975)** 'Σκέψεις και απόψεις επί ορισμένων προβλημάτων της γεωλογίας και τεκτονικής δομής της Πελοποννήσου.' *Annal. Geol. Pays Hellen.*, 27, 215-313.
- MARIOLAKOS, I., FOUNTOULIS, I., MARIOLAKOS, D., (1998).** 'Deformation structures at the Gulf of Corinth, Greece, induced by the Egean Earthquake of 15/06/1995.' *Proceedings of 8th IAEG Congress*, Vancouver, Canada, 789-795.
- ΠΑΡΑΣΧΟΥΔΗΣ, Β., (1977)** Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας, φύλλο Αμυγδαλέα, κλίμακα 1/50000, εκδόσεων Ι.Γ.Μ.Ε.
- ΦΟΥΜΕΛΗΣ, Μ., (2000)**, 'Νεοτεκτονική διερεύνηση της περιοχής μεταξύ των οικισμών του Αγ. Νικολάου και της Ερατεινής, Νομός Φωκίδας.' Παν/μιο Αθηνών, σελ 116.
- ΦΟΥΝΤΟΥΔΗΣ, Ι. & ΜΠΑΚΟΠΟΥΛΟΥ, ΑΘ., (1999)** 'Μορφοτεκτονικές παρατηρήσεις στη λεκάνη του ποταμού Πραμορίτσα (Γρεβενά).' *Πρακτικά 5^{ου} Πανελληνίου Γεωγραφικού Συνεδρίου, Ελλην. Γεωγραφική Εταιρεία*, 94-100.

STRUCTURAL CROSS SECTIONS THROUGH THE CORINTH-PATRAS DETACHMENT FAULT-SYSTEM IN NORTHERN PELOPONNESUS (AEGEAN ARC, GREECE)

N. FLOTTÉ¹ & D. SOREL¹

ABSTRACT

Structural mapping in northern Peloponnesus reveals the emergence of an E-W striking, more than 70km long, low angle detachment fault dipping to the north beneath the Gulf of Corinth. This paper describes four north-south structural cross-sections in northern Peloponnesus. Structural and sedimentological field observations show that in the studied area the normal faults of northern Peloponnesus branch at depth on this major low angle north-dipping brittle detachment. The southern part of the detachment and the related normal faults are now inactive. To the north, the active Helike and Aigion normal faults are connected at depth with the seismically active northern part of the detachment beneath the Gulf of Corinth.

KEY WORDS: rifting, Corinth Gulf, Peloponnesus, detachment normal fault, Pleistocene

INTRODUCTION : GEODYNAMIC SETTING AND STRUCTURAL FRAME

Some 130 km long and 5 to 20 km wide, the Corinth-Patras rift is the major active transverse structure of the Aegean Arc (Fig. 1). Fault kinematics (Sibrier, 1977), earthquakes focal mechanisms (*e.g.* Hatzfeld *et al.*, 1996), and satellite geodesy (Clarke *et al.*, 1998) indicate a N0° to 20° E direction of extension. The extension rate increases toward the west (Le Pichon *et al.*, 1994; Clarke *et al.*, 1998): from 0.5cm/yr near Corinth, it reaches 1.5cm/yr near Aigion. To the west, the active dextral strike-slip Kephalaria fault strikes N20° E, almost parallel to the extension direction of the rift. Initiating off the Ambracian gulf, it behaves as a transform fault in the convergent front of the Aegean Arc (Le Pichon & Angelier, 1979).

The northern side of the gulf is a southward flexure of the alpine nappe pile of Central Greece, with some associated south-dipping normal faults. An indented shoreline devoid of recent sediments evidences for the subsidence of this northern coast. In the gulf, seismic reflection profiles confirm this flexure (Brooks & Ferentinos, 1984).

South of the gulf, northern Peloponnesus presents a 10 to 20 km wide stripe of faulted synrift sediments (Fig. 3). Near the shore, they build the well-known staircase of stepped marine terraces between Corinth and Xylokastron. The white marls synchronous with these terraces form the younger part (less than 400 kyr) of the synrift series (Keraudren & Sorel, 1987). For Armijo *et al.* (1996), the terraces are uplifted in the footwall of the active normal faults of the rift. Farther south, older synrift deposits are associated with older synsedimentary normal faults (Dufaure, 1975; Sibrier, 1977; Ori, 1989). Structural studies conducted in northern Peloponnesus agree on the fact that these north dipping normal faults have formed the Corinth-Patras rift. But recent seismological studies show that microseismicity of the western gulf defines a low-angle (c.a. 20°), shallow north dipping detachment zone (Rietbrock *et al.*, 1996; Rigo *et al.*, 1996) (Fig. 2). The Galaxidi (M=5.9, 1992) and Aigion (M=6.2, 1995) earthquakes (Fig. 1 & 2) lie in this zone; their low angle north-dipping nodal planes support the idea of a north-dipping detachment fault. A major question is the relationship between this low-angle seismic zone and the steeper normal faults outcropping south of the gulf. Doutsos *et al.* (1992) have proposed that the normal faults are listric and flatten beneath the Gulf. A recent structural study in northern Peloponnesus noticed that the southernmost fault of the rift is different from the other normal faults (Fig.3): mapping of this long structure shows that is a low-angle detachment fault, on which the steeper normal faults branch. This detachment should connect with the seismically active detachment fault beneath the gulf (Fig 2) (Sorel, 2000). In this paper we describe four north-south structural cross sections in northern Peloponnesus, to illustrate the geometry and the structural evolution of this detachment fault, and of the associated steeper normal faults.

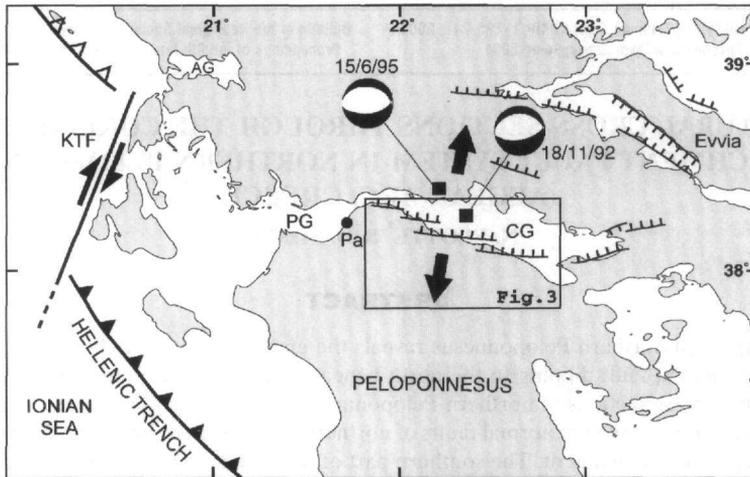


Fig.1-Regional tectonic sketch map. CG, PG: Corinth and Patras Gulfs. KTF: Kefalonia transform fault. Pa: Patras. Focal mechanisms of Aigion (Bernard et al., 1997) and Galaxidi earthquakes (Hatzfeld et al., 1996) are shown. Black arrows: mean direction of extension.

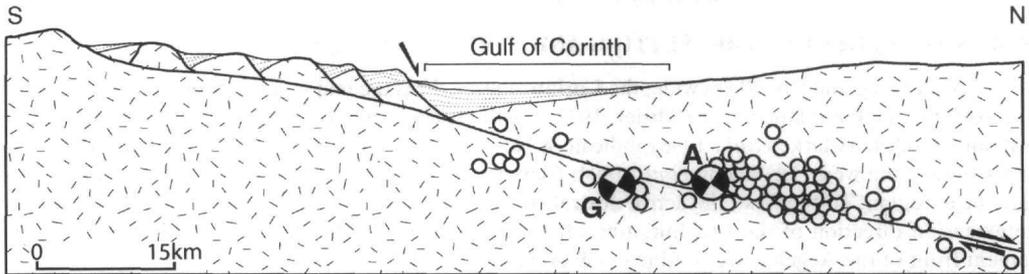


Fig.2-Schematic N-S cross section through northern Peloponnese and the Gulf of Corinth (after Sorel, 2000). Dashed: alpine basement; points: synrift deposits; white dots: microearthquakes (after Rietbrock et al., 1996); A: Aigion focal mechanism section (Bernard et al., 1997); G: Galaxidi focal mechanism section (Hatzfeld et al., 1996).

CROSS SECTIONS DESCRIPTION:

Sections 1 and 2 are located in the central part of northern Peloponnese, in deeply incised valleys (e.g. Krathis, Vourakos, Kerinitis rivers) due to the strong uplift of the detachment footwall. To the south, sections show the emergence of the detachment fault. To the north, the geometry of synrift sediments (already described for instance by Doutsos *et al.*, 1988), their relations with the normal faults and the shape of rollover structures in their basement allow a reconstruction of the structures at depth, using the classical concepts of fault reconstructions (e.g. Dula, 1991). Sections 3 and 4 are located more to the east where the uplift is lower.

1) The Krathis valley section:

It extends from the Chelmos Mountains to the gulf at Paralia Platanos (Fig. 4 - 1, location on Fig. 3). The Chelmos massif consists of Mesozoic carbonates of the Gavrovo-Tripolitza (G/T) zone (Dercourt, 1964), dipping about 20° S. They are overthrust on its southern side by cretaceous limestones of the Pindus (Pi) nappe. G/T limestones tectonically overlie the epimetamorphic Zaroukla formation (De Wever, 1975; IGME, 1982), also called Phyllite-Quartzite formation. East of the Chelmos ski-centre, above the Krathis valley, Pi limestones overlie G/T limestones by a brecciated tectonic contact trending N100° and dipping 30° N. Grooves show a normal sense of slip, and a N10° extension direction. This contact flattens to the north in the Krathis valley, dipping only 10° N. It cuts with a low angle through a rollover structure of Pi and G/T limestones, dragged over the Zaroukla formation. The offset of Pi limestones from above the Chelmos is about 4km. The rollover shows that the contact had a listric shape. Its initial dip was around 50° at the surface in the Pi nappe, but some 3 km

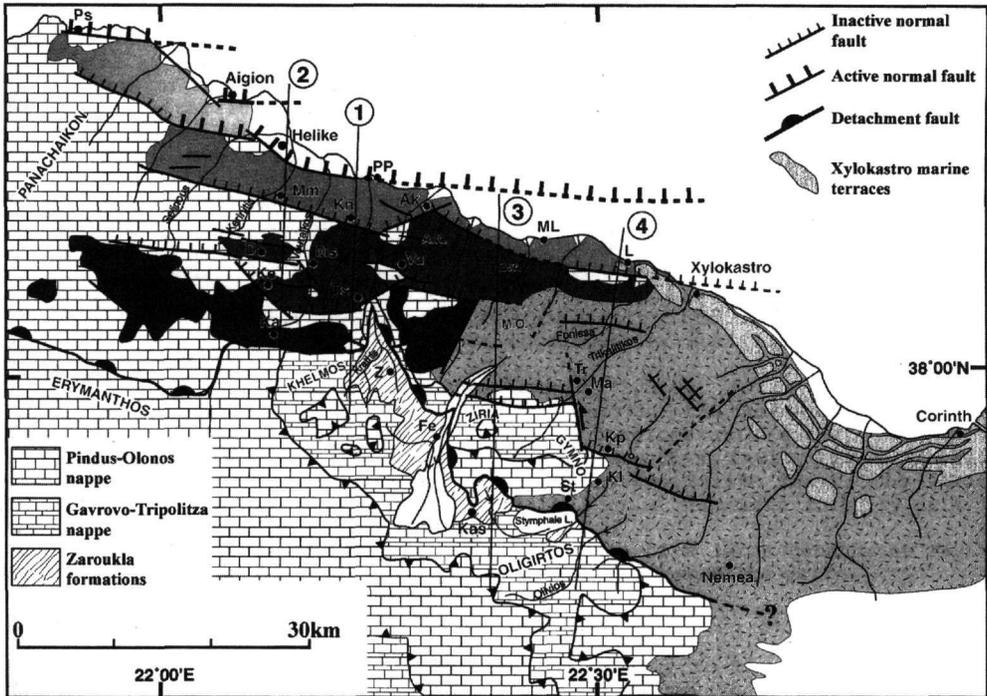


Fig.3-Structural map of the studied area, and locations of the four cross sections of Fig.4. Synrift deposits are in grey; dark grey: older sediments; Light grey: younger sediments; Dashed: undivided age. Dotted grey: marine middle and upper Pleistocene terraces. Ak: Akrata; A.N.: Ayios Nikolaos; D: Doumena; Evr: Evrostina; Fe: Feneos; Ka: Kalavryta; Kas: Kastania; Ke: Kerpini; Kl: Kaliani; Kn: Kernitsa; Kp: Kephalaria; L: Loutro; Ma: Manna; Mm: Mamoussia; M.O: Mavron Oros; Ms: Mega Spilaion; PP: Paralia Platanos; St: Stymphalia; Tr: Trikala; Ts: Tsvilos; Va: Valimi; Z: Zaroukla.

deeper it was around 30° in the G/T limestones.

North of the ski centre, this contact is sealed by widespread, strongly cemented and karstified slope breccias made of G/T limestones clasts of the Chelmos. These breccias are now southward backtilted, and dip about 15° SW. They overlie with a slight discordance fluvial conglomerates dipping 20° S. If the conglomerates were deposited flat, the post-detachment southward tilt of the area is of some 20°, and the GT and Pi nappes of the Chelmos were almost horizontal at the initiation of the detachment.

The age of the detachment can be inferred from the slope breccias. Their facies and lithification imply a cold climate. Strongly uplifted, eroded and karstified, they cannot be recent in the Pleistocene. Dufaure (1975) attributes them to a cold time span in the lower Pleistocene (Villafranchian).

To the north, the detachment crosses the Krathis River near the Tsvilos fault (Stolos fault in Sorel, 2000). The Tsvilos fault has controlled the piling of a more than 1km thick fan of conglomerates : in its hangingwall, the conglomerates form a divergent infill, and their Pi basement show a rollover anticline dipping up to 30° S. These geometries implies that the Tsvilos fault branch at depth on the low angle detachment. Slip on the detachment at depth was transferred to the surface by the Tsvilos fault, the southern end of the detachment being locked. The uppermost conglomerates seal the fault on Stolos Mountain.

Farther north, the Ayios Nikolaos massif (1,000m) is an other rollover associated with the Valimi fault. To the north, the Kernitsa fault also controlled the piling of a younger deltaic conglomeratic formation (Akrata formation) in its subsiding hanging-wall. Then this fault system locked, probably due to the initiation of the still active Helike fault. The Akrata formation is now uplifted and 7-8° S backtilted, while sediments actually pile in the Gulf north of Helike fault.

The Krathis valley section shows the emergence of a large detachment fault, on which steeper normal faults successively branched toward the north.

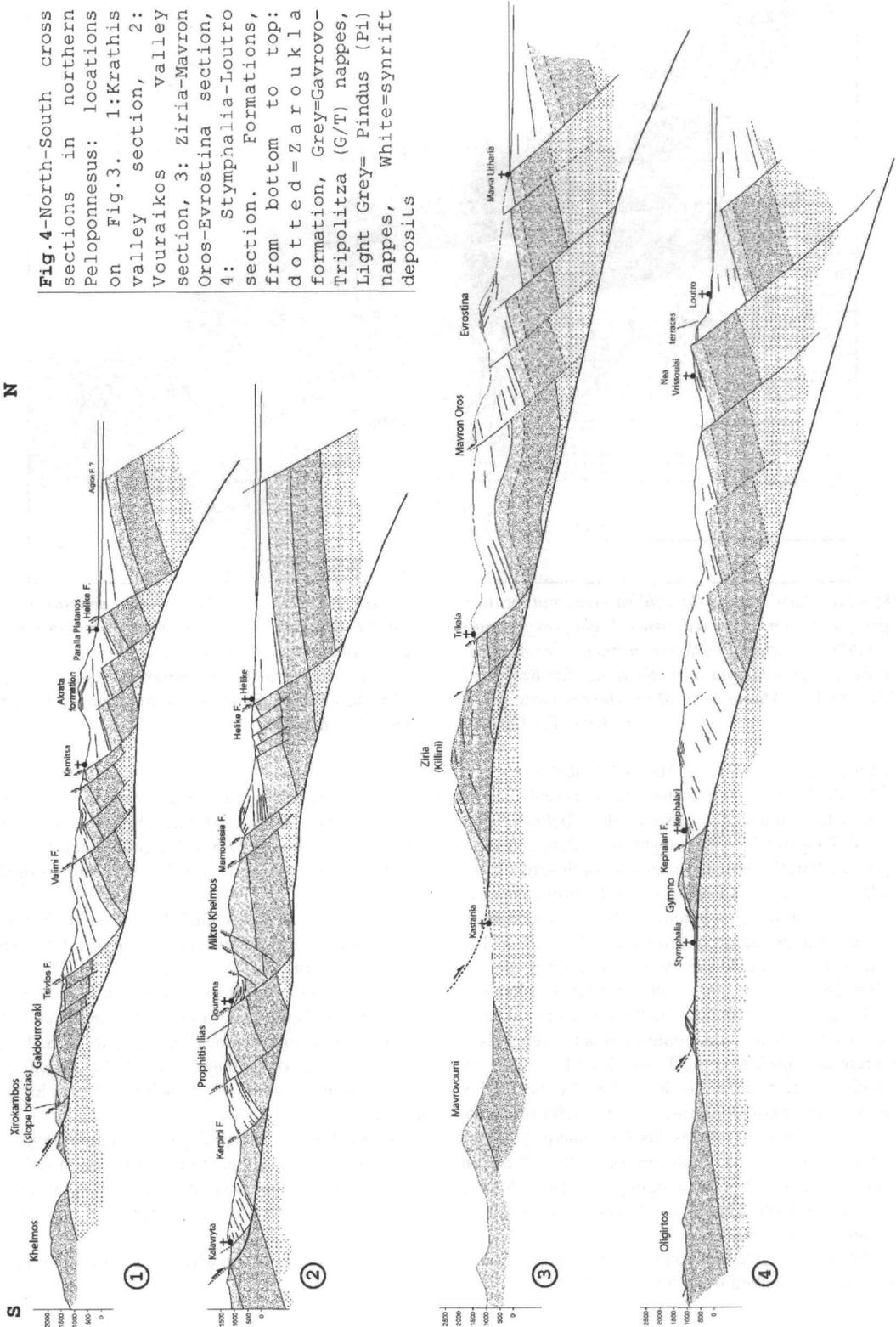


Fig. 4-North-South cross sections in northern Peloponnesus: locations on Fig.3. 1:Krathis valley section, 2: Vouraikos valley section, 3: Ziria-Mavron Oros-Evrostina section, 4: Symphalia-Loutro section. Formations, from bottom to top: dotted = z a r o u k l a formation, Grey=Gavrovo-Tripolitza (G/T) nappes, Light Grey= Pindus (Pi) nappes, White=synrift deposits

2) The Vouraikos valley section:

The limestones of Chelmos massif plunge slightly to the west, so that at Kalavryta the detachment brings in contact the Pi limestones with the 20°-25° south-dipping conglomeratic series located north of the Chelmos (Fig. 4-2). Here this series is thicker (more than 1km), which suggests a deepening of the basin floor and of the detachment fault. The first throw on the detachment is about 5km.

North of Kalavryta, the conglomerates and their Pi basement are folded in a large rollover structure, controlled by the listric shape of the detachment near its emergence. Farther north, the Pi limestones are downthrown by the north-dipping Kerpini normal fault, likely the continuation of the Tsvilos fault. The Kerpini conglomeratic series piled in its hangingwall. The rollover structure of this series implies that sedimentation was controlled by a fault flattening at depth, suggesting the branching of the Kerpini fault on the detachment.

Pi limestones underlying the Kerpini conglomerates crop out farther north. They form to the west the Prophitis Ilias massif, southward tilted south of Doumena village. The prominent north-dipping Doumena normal fault limits the Prophitis Ilias massif from the narrow Doumena graben. This fault downthrows the Kerpini series, which is dragged and dips to the north along the fault. Minor antithetic faults of the northern side of Doumena basin cross the Vouraikos valley. They form the southern limit of the Mikro Chelmos Pi limestone massif. Restoring the culmination of Mikro Chelmos implies a flattening of the detachment at depth. Mega Spilaion monastery is nested in a thick conglomeratic series of the eastern Doumena basin.

G/T limestones crop out in the Vouraikos gorge. The next major normal faults to the north, the Mamoussia faults, are the western continuation of the Kernitsa faults. They controlled the deposition of a thick prograding deltaic series, the Akrata formation. When Mamoussia faults were relieved by Helike fault, this series was uplifted and 7-8° backtilted to the south.

The steep mountain slopes and the straight narrow shoreline near Platanos are determined by the still active Helike fault. To the north, the active Aigion fault may continue offshore, controlling the deposition of the submarine alluvial fan of the Selinous River.

The total throw on the detachment fault along the Vouraikos valley section is of some 16km.

3) Ziria (Killini Oros)-Mavron Oros-Evrostina section:

This section begins to the south in the Pi nappe in Oligirtos Mountains (Fig. 4-3). To the north, this nappe overthrusts the G/T limestones of Mavrovouni massif. At Kastania pass the G/T brecciated carbonates dipping 20°S overlies the Zaroukla formation. Above Kastania village, detached Pi limestones overlie directly the Zaroukla formation, by an almost flat contact, which continues in the western side of Ziria Mountain (Fig. 2).

The southern side of Ziria Mountain consists of southward backtilted Pi limestones. In the mountain, the flat detachment cuts the c.a. 30°S dipping thrust of Pi over the G/T limestones. A large rollover flattens the G/T limestones in the northern side of Ziria Mountain. The indented northern side of Ziria is determined by several E-W, NNE-SSW and NW-SE striking faults. They downthrow the Pi limestones in a 1,500-1,600m high plateau south of Trikala, partly covered by conglomerates. Trikala faults thicken the series to the north, where it dips 15-20°S and contains clayey intercalations.

The section cuts through the western end of the impressive c.a. 15°S backtilted conglomeratic delta of Mavron Oros (1759m). Descending from Mavron Oros to the younger Evrostina delta (c.a.1,200m high), a continuous slightly faulted littoral conglomeratic series overlies 5-10°S dipping white lacustrine marls of distal facies. Whereas marls are backtilted to the south, conglomerates descend to the north. While the distal marls were uplifted in the footwall of a more northerly-located intrabasinal fault, they were covered by the regressive nearshore conglomerates. North of Evrostina plateau, long north dipping foreset and bottomset beds deposited in deeper water suggest that the active normal fault may have been located north of Evrostina plateau.

At Mavra Litharia, the uplift of Holocene marine shoreline sediments and of the roman harbour of Aegira (ref. in Stiros & Pirazzoli, 1998) implies that the active fault is located offshore, in the continuation of the Akrata and/or Helike faults.

On this section, Ziria Mountain has been drifted some 6.5km to the north by the detachment, which has been later isostatically uplifted, southward backtilted and flattened.

4) Stymphalia-Loutro (Xylokaastro) section:

The section starts in Oligirtos Mountain (Fig 4-4), in south-dipping G/T limestones, overthrust farther south by the Pi nappe. East of Stymphalia Lake, the 20°S dipping G/T limestones overlie the Zaroukla formation.

Both formations are cut by a 15-20°N dipping fault.

The hanging-wall of this fault is a conglomeratic series dipping 20-25°SSE. Its basis, c.a. 40°S dipping, discordantly overlies Pi limestones of Gymno Mountain between Stymphalia and Kaliani. The fan shape of this thick series and the occurrence of large GT olistolites in its lower part (Stübrier, 1977), fallen from the Oligirtos GT slopes along the detachment, suggest that this series piled during the activity of the detachment.

The section cuts through the eastern end of Gymno Mountain, where the Pi over GT thrust dips 30°-40°SE. At Kephalaria, an important N100° striking normal fault downthrows the limestones to the north. North of the fault, a syntectonic conglomeratic series shows a 15-20°S backtilted Gilbert-type delta. Its foresets, almost horizontal, pass to the north to deeper white marls. Along the northeastern foot of the Gymno, this backtilted series is covered by cemented slope breccias, which seal a N160° striking fault up to Manna.

Farther north, only minor faults seem present in the thick white marls of the Stymphalia and Trikalitkos valleys. Between these valleys, a plateau bears patches of conglomerates which cover 10°-15° southdipping white marls. As in the Mavron Oros-Evrostina area, they may be remnants of regressive nearshore deposits related to the progressive uplift and emersion of the marls, in the footwall of a north-located active fault.

In Trikalitkos (Sitas) valley, the section crosses thick more or less sandy marls. The basal conglomerates of this series discordantly overlie Pi limestones in Fonissa valley, south of Neai Vrissoulai (IGME, 1989). To the north, this series discordantly overlies a c.a. 1,000 m high southward backtilted Pi limestones massif west of Xylokastro. The steep northern slope of this massif shows large exhumed normal fault planes in the limestones. U/Th dating of karstic calcite sealing the fault indicates that it locked before 112 ± 0.4 kyr (Flottu *et al.*, submitted). North of the Xylokastro-Loutro fault, a lacustrine clayey sandy series with remnants of stepped regressive marine terraces is uplifted and eroded. This uplift implies that the presently active normal fault is located offshore, on the eastern continuation of Akrata or Helike faults.

This section again illustrates the northward migration of the active normal faults and of the rift depocenter.

SYNTHESIS AND IMPLICATIONS ON THE STRUCTURAL EVOLUTION OF THE GULF OF CORINTH:

The southernmost fault of the Corinth Rift is different from the northern, younger or still active normal faults: it is a much longer structure, about 70km from the Panakhaokon to Nemea plain.

- Its emergence dip is only 20°-30°N, and flattens to 0°-10°N (Krathis valley or Ziria mountain. Its initial dip was about 50° at the surface, and 30° at a depth of some 3km. This value is in the dip range of detachment faults.
- The first slip of this detachment was of c.a. 4km in the Chelmos and more than 6 km beneath the Ziria. This initial slip formed a narrow half graben that collected the first conglomeratic deposits of the proto-rift of Corinth. Slope breccias indicate that this first slip ended during a cold period, that means not older than the early Pleistocene (« Villafranchian » of Dufaure, 1975).
- The first slip of this listric detachment formed a wide rollover in the downthrown hanging-wall, and a divergent infill in the syntectonic conglomerates, very spectacular near Stymphalia.
- The general southward tilt of the footwall of the detachment and the flattening of the contact reveal an incipient footwall uplift. This flattening likely caused the lock of the southern part of the detachment, and the formation of new, steeper normal faults to the north. These faults linked the active northern part of the detachment to the surface. As northern Peloponnesus uplifted, the subsident sedimentary basin shifted about 30km to the north.
- This mechanism led to the present tectonosedimentary pattern of the rift. Extension, correlative uplift and southward backtilting went on, forming a regional bulge in northern Peloponnesus (the so-called « bourrelet corinthien » of Dufaure (1975), and the southward reversal of rivers (Olivios, Stymphalia and Oligirtos rivers) evidenced by this author.
- North of the active Aigion and Helike faults, the detachment likely continues in the low-angle north-dipping seismically active zone.

Acknowledgments: This research was supported by the CNRS: UMR-8616, and INSU. Thanks to A. Benedicto for his help to balance the cross-sections and to IGME for its help in Greece.

REFERENCES

- Armijo, R., Meyer, B., King, G.C.P., Rigo, A., Papanastassiou, D., 1996, Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the late Cenozoic evolution of the Aegean: *Geophy. J. Int.*, v. 126, p. 11-53.
- Bernard, P., Briole, P., Meyer, B., Lyon-Caen, H., Gomez, J.M., Tiberi, C., Berge, C., Cattin, R., Hatzfeld, D., Lachet, C., Lebrun, B., Deschamps, A., Courboux, F., Larroque, C., Rigo, A., Massonnet, D., Papadimitriou, P., Kassaras, J., Diagourtas, D., Makropoulos, 1997, The Ms=6.2, June 15, 1995 Aigion earthquake (Greece): evidence for low angle normal faulting in the Corinth rift: *Journal of Seismology*, v. 1, p. 131-150.
- Brooks, M., and Ferentinos, G., 1984, Tectonics and sedimentation in the Gulf of Corinth and the Zakynthos and Kefallinia Channels, western Greece: *Tectonophysics*, v. 101, p. 25-54.
- Clarke, P.J., Davies, R.R., England, P.C., Parsons, B., Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., Cross, P.A., Denys, P.H., Ashkenazi, V., Bingley, R., Kahle, H.G., Muller, M.V., Briole, P., 1998, Crustal strain in central Greece from repeated GPS measurements in the interval 1989-1997: *Geophys. J. Int.*, v. 135, p. 195-214.
- Dercourt, J., 1964, Contribution à l'étude géologique du secteur du Péloponnèse septentrional: Thèse d'Etat, Paris, Faculté des Sciences de l'Université de Paris.
- De Wever, P., 1975, Etude géologique des séries apparaissant en fenêtre sous l'allochtone pinidique (séries de Tripolitza et séries épimétamorphiques de Zaroukla). Péloponnèse septentrional, Grèce: Lille, Université des Sciences et Techniques de Lille.
- Doutsos, T., Kontopoulos, N. and Poulimenos, G., 1988, The Corinth-Patras rift as the initial stage of continental fragmentation behind an active island arc (Greece) : *Basin Res.*, 1, 177-190.
- Doutsos, T., and Poulimenos, G., 1992, Geometry and kinematics of active faults and their seismotectonic significance in the western Corinth - Patras rift (Greece): *Journal of Structural Geology*, v. 14, p. 689-699.
- Dufaure, J.J., 1975, Le relief du Péloponnèse: Paris, Université Paris IV.
- Dula, W.F., 1991, Geometric models of listric normal faults and rollovers folds: *A.A.P.G. Bull.*, 75, 10, 1609-1625.
- Flotté, N., Plagnes, V., Sorel, D., Benedicto, A., 2001, Attempt to date Pleistocene normal faults of the Corinth-Patras Rift (Greece) by U/Th method, and tectonic implications: *Geophysical Research Letters*, submitted.
- Hatzfeld, D., Kementzetzidou, V., Karakostas, V., Ziazia, M., Nothard, S., Diagourtas, D., Deschamps, A., Karakaisis, G., Papadimitriou, P., Scordilis, M., Smith, R., Voulgaris, N., Kiratzi, S., Makropoulos, K., Bouin, M.P., Bernard, P., 1996, The Galaxidi Earthquake of the 18 November 1992: A Possible Asperity within the Normal Fault System of the Gulf of Corinth (Greece): *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 86, p. 1987-1991.
- IGME, 1982, 1/50.000 geological map of Greece, Khandila sheet.
- IGME, 1989, 1/50.000 geological map of Greece, Xylokastró sheet.
- Keraudren, B., and Sorel, D., 1987, The terraces of Corinth (Greece) - a detailed record of eustatic sea - level variations during the last 500,000 years: *Marine Geology*, v. 77, p. 99-1070.
- Le Pichon, X., Angelier, J., 1979, The Hellenic arc and trench system: a key to neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area: *Tectonophysics*, v. 60, p. 1-42.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Noomen, R., and Veis, G., 1994, Kinematics of Anatolia-Aegean with respect to stable Europe based on a combination of SLR and geodetic measurements over 80 years: *C. R. Ac. Sci. Paris, Série-II*, v. 318, p. 1387-1400.
- Ori, G.G., 1989, Geologic history of the extensional basin of the Gulf of Corinth (?Miocene-Pleistocene), Greece: *Geology*, v. 17, p. 918-921.
- Rietbrock, A., Tiberi, C., Scherbaum, F., and Lyon-Caen, H., 1996, Seismic slip on a low angle normal fault in the gulf of Corinth : Evidence from high-resolution cluster analysis of microearthquakes: *Geophysical Research Letters*, v. 23, p. 1817-1820.
- Rigo, A., Lyon-Caen, H., Armijo, R., Deschamps, A., Hatzfeld, D., Makropoulos, K., Papadimitriou, P., and Kassaras, I., 1996, A microseismic study in the western part of the Gulf of Corinth (Greece): implications for large-scale normal faulting mechanisms: *Geophysical Journal International*, v. 126, p. 663-688.
- Sébrier, M., 1977, Tectonique récente d'une transversale à l'arc égéen. Le Golfe de Corinthe et ses régions périphériques: Thèse 3eme cycle, Paris, Univ. Paris XI-Orsay.
- Sorel, D., 2000, A Pleistocene and still-active detachment fault and the origin of the Corinth - Patras rift, Greece: *Geology*, v. 28, p. 83-86.
- Stiros, S.C. and Pirazzoli P.A., 1998, Field trip guide, Joint Meeting on Rapid coastal changes in the late Quaternary: processes, causes, modelling, impact on coastal zones, Greece.

TECTONIC EVOLUTION AND STRESS FIELD OF THE KYMI-ALIVERI BASIN, EVIA ISLAND, GREECE

S. KOKKALAS¹

ABSTRACT

Stress and strain analysis has been used to reconstruct the post-Oligocene geodynamics of the Kymi-Aliveri basin: The Kymi-Aliveri basin occupies the footwall of the Kymi-Thrust, which formed during the Middle Miocene as a large transpressional structure in the late orogenic stages of the Hellenides. Subsequently, in the Upper Miocene the shape of the basin was strongly modified by an orthogonal system of NE and NW trending normal faults as a result of post orogenic collapse. In the Pliocene and Pleistocene time the basin is a part of the back arc basin, which developed behind the Hellenic Arc. WNW trending normal faults and reactivated faults characterized this tectonic phase.

KEY WORDS: fault-slip data analysis, palaeostress field, transpression, back arc extension, Kymi-Aliveri basin, Evia.

1. GEOLOGICAL SETTING

In Evia island, outcrops of three tectonic units are exposed: the Pelagonian plate, the Attico-Cycladic Massif and the sedimentary cover of post-Oligocene deposits.

1.1 THE PELAGONIAN PLATE

The northern part of the study area, occupies the southeastern margin of the Pelagonian plate, which runs parallel to the structural grain of the Hellenides (Fig. 1). A nappe pile of two structural units was established mainly during the Eohellenic orogeny: The lower unit consists of a rift sequence of (?) Permian low-grade metasedimentary and metavolcanic rocks overlain by Triassic-Jurassic marbles (Pelagonian marbles) with a composite structural thickness of 1.2 Km (Fig.1:1). The basement of the sequence consists of orthogneisses and paragneisses, that reaches a composite structural thickness of 8 Km. The upper structural unit called "Eohellenic nappe" consists of 500 m of ophiolites and volcanosedimentary rocks (Jacobshagen et al 1978) obducted in a precollisional stage at 150 Ma above the eastern Pelagonian margin (Spray et al 1984). Late Cretaceous limestones are deposited transgressively above them and passes upwards to a Palaeocene-early Eocene flysch (Bignot et al 1973; Katsikatos et al. 1976 ; Robertson 1990) (Fig.1:1).

1.2 THE ATTICO-CYCLADIC MASSIF

The southern part of the study area occupies the northwestern part of the Attico-Cycladic massif and is separated from the Pelagonian plate by a major tectonic contact, called here as Pelagonian Fault (PF) (Fig.1:A-A'). The Aliveri thrust (AF) separates the Attico-Cycladic Massif into two structural units: a) the lower unit named the Almyropotamos unit (Katsikatos et al. 1981), consists of Triassic to late Eocene limestones with schists intercalations, and a 1200m thick flysch sequence deposited during the lower Oligocene (Dubois & Bignot 1979). b) The upper unit, called here the "Mesohellenic nappe", is about 2000m thick and comprises marbles with mica schist intercalations which pass upwards to metapelites, black quartzites, metabasites and metatuffs. Thick ultra-mafic lenses are included in the lower parts of this unit. The upper part of the marbles gave a late Cretaceous age and suggest a Mesozoic age for the whole unit is suggested (Tempra et al 1975). The paragenesis of glaucophane, lawsonite and epidote found within mica schists from the unit indicate an origin in the low temperature blueschists facies at 300 °C and 8 kbars (Bonneau & Kienast 1982). 40Ar/39Ar age determinations on glaucophanes and phengites yielded metamorphic ages of 45-50 Ma (M1 metamorphic event, Bavay et al 1980).

1. University of Patras, Department of Geology, 26500, Patras, Greece

1.3 THE KYMI BASIN

In the Early Miocene, after a sedimentation break in the Oligocene time, the Kymi-Aliveri basin was formed (Fig.1). This basin was filled by 500m thick conglomerates and marls with lignitic intercalations (Katsikatsos et al. 1977), which was later intruded by volcanic rocks at 13Ma (Fig.1:2) (Katsikatsos et al. 1976, Pe-Piper & Piper 1994). In the southern margin of the Kymi-Aliveri basin c.1000m of late Miocene conglomerates were accumulated (Katsikatsos et al. 1981).

The aim of this paper is to describe stress and strain in the Kymi-Aliveri basin (Figs. 2,3) and to present the post-Oligocene geodynamic evolution of the area (Fig.5).

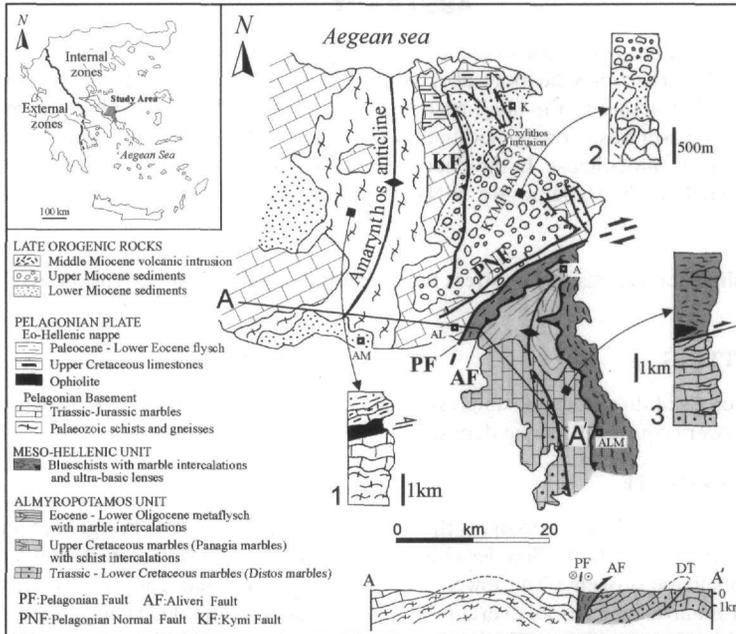


Figure 1. Geological map, tectonostratigraphic columns (1-3) and schematic tectonic cross-section (AA') in the Central Evia. Inset shows the study area.

2. FAULT-SLIP DATA ANALYSIS

Field data used to reconstruct the tectonic evolution and stress field of the post-orogenic sediments were taken from marginal and intrabasinal faults within the Kymi-Aliveri basin. The slip sense was inferred from several kinematic indicators along the fault plane summarized by Hancock (1985) and Petit (1987). In each site, subsets of fault-slip data consistent with different stress directions were separated, on the basis of both the orientation/type of the stress regime and the chronological constraints. The latter were obtained in the field mainly by using criteria such as successive striations on a fault plane, cross-cutting relationship etc. The scatter of the fault movements and a second calculation of the kinematic axes were obtained using the P-T axes method (Turner 1953). The average contractional (P) and extensional (T) kinematic axes (strain axes) represent a good estimation of the calculated maximal and minimal stresses respectively (Fig.4:nets).

A computer program (Delvaux, 1993) was used for fault data analysis. Inversion of slip direction deduced from kinematic indicators starts with the right dihedral method (Angelier and Mechler, 1977) in order to fit the best reduced stress tensor to the data set. This led to the definition of the principal stress axes ($s_1 > s_2 > s_3$) and the value of the ratio $R = (s_2 - s_3) / (s_1 - s_3)$ between principal stress magnitudes. In some cases, where polyphase faulting occurred, the Mohr-diagram (Fig.4) guided the separation of fault data into subsets and the selection of the best-fitting stress tensor. The program checks the ability of the tensor to activate or not activate pre-existing fractures. For the definition of the palaeostress field we took into account the nature of the (sub)vertical stress axis and the value of the ratio R (Delvaux et al. 1997).

The kinematic analysis of faults reveals the presence of two successive stages controlled by compression and tension respectively.

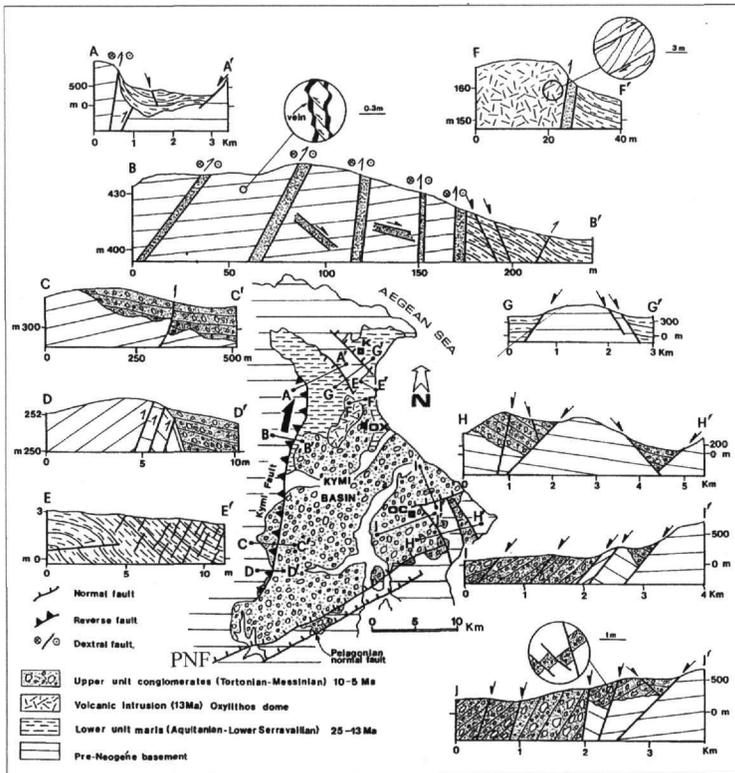


Figure 2. Cross sections along the compressional (AA', BB', CC', DD') and the extensional margins (JJ', II', HH', GG') of the Kymi basin. Cross sections EE' and FF' show the internal deformation of the basin

3. THE COMPRESSIONAL STAGE

The Kymi-Aliveri basin is an intramontane basin, 40km long and 10km wide, which are filled with Early Miocene sediments (Katsikatsos et al. 1981). The basin trends NNE and is asymmetric in cross section deepening towards the mountain front in the west. The northern part of the basin contains up to 500m of syntectonic sediments (Fig.2:A-A') that were eroded from the Amarynthos anticline to the west and deposited in alluvial fan, fluvial and lacustrine depositional settings. These sediments are getting thicker and coarser towards the mountain front due to higher rates of subsidence and closer proximity to the uplifted source terrane.

The western margin of the Kymi basin is marked by an arcuate fault, the Kymi Thrust, resulting in a vertical structural relief of more than 1300m (Fig.2:A-A'). The progressive increase of sediments thickness toward the west implies a syndimentary origin for this fault. Internal deformation in the hangingwall of the Kymi Thrust is represented by 50m spaced synthetic faults with oblique reversal character (Fig.2:B-B', D-D') as well as abundant calcite veins (Fig.2 inset in B-B') and stylolitic cleavages. Mutual cross-cutting relations between the veins and the stylolitic cleavage suggest that they are coeval. The fault dips steeply (70-80°) to the west, shows a dextral reverse character and is associated with up to 10m thick cataclastics and calcite cemented breccias (Fig.2:B-B'). Slip data on mesoscopic faults (Fig.3:T₂) are consistent with transpression (principal stress axes s₁ and s₃ are nearly horizontal) with a NE-SW direction of compression.

Internal shortening in the sedimentary infill of the Kymi basin is characterized by large open folds that are tens to hundreds of meter across with limbs that dip less than 20°. Mesoscale NE-SW trending open folds are often associated with low angle thrusts (Fig.2: E-E'). Although some of these structures are clearly due to soft-sediment slumping the majority of these are of tectonic origin and an axial planar spaced cleavage is developed (Fig.2: E-E' and Fig.3: T₁). The presence of insoluble residues on the cleavage surfaces and the offset of bedding at bedding-cleavage intersection shows that removal of the CaCO₃ through dissolution took place along the cleavage surfaces. Taking this interval shortening of the beds into account, the total shortening of the sediments does not exceed 10% (sensu Alvarez et al 1978). The cleavage seams are orthogonal to calcite fibers in veins and

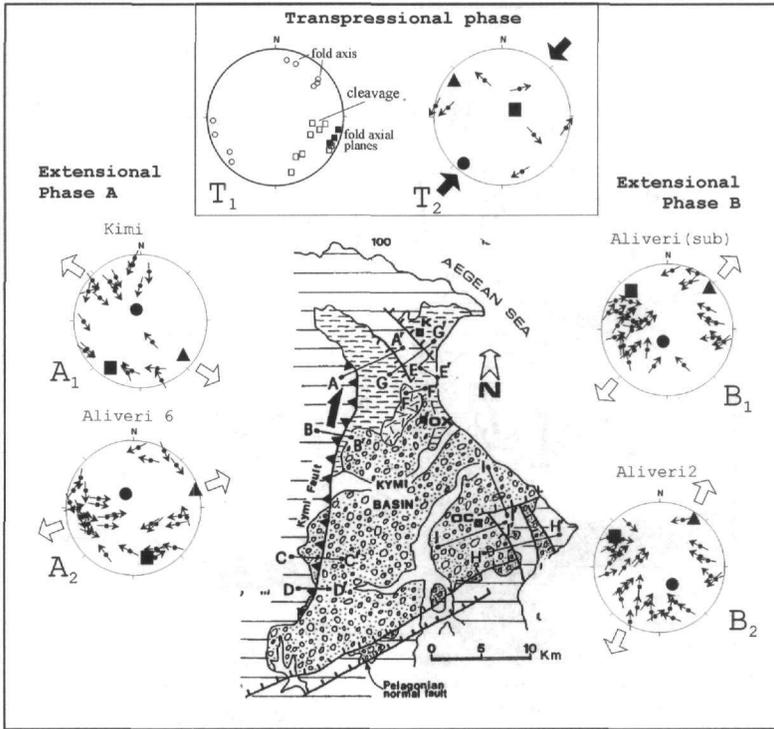


Figure 3. Geological map of the Kymi basin and equal-area, lower hemisphere stereonet with fault planes shown as poles and striae as arrows onto the poles. In stereonets the filled circle indicates the position of s_1 stress axes, the rectangular the position of s_2 and the triangle the position of s_3 .

pressure shadows, indicating that the veins formed subperpendicular to the principal shortening direction. In addition pits on irregular stylolite surfaces show the same direction. However this shortening results from transpression as is suggested by analysis of slip data on mesoscopic strike-slip faults within the basin (Fig.3 :T₂).

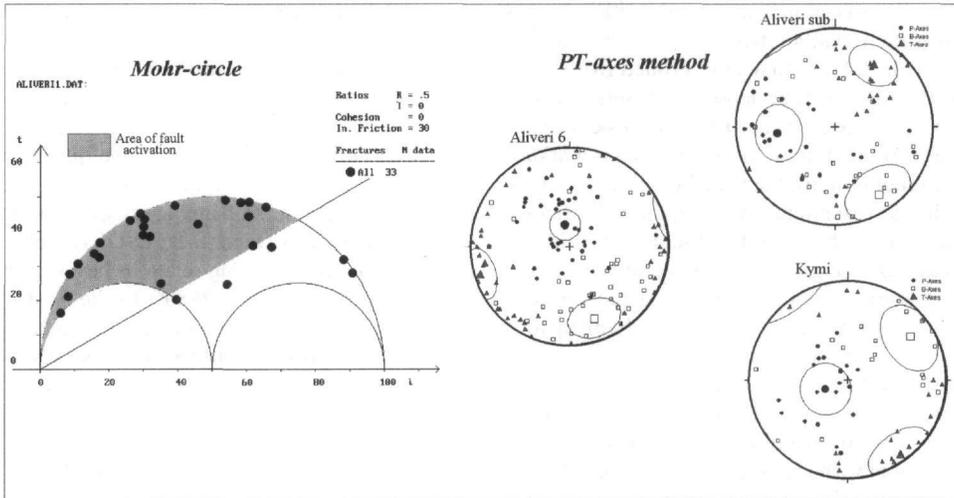


Figure 4. The P-T axes method of Turner (1953) was used in order to obtain both the scatter of the fault movements and a second calculation of the kinematic axes. The application of Mohr-circle method guided the separation the fault data in subsets and checks the ability of the tensor to activate or not activate pre-existing fractures.

THE OXYLITHOS INTRUSION. In the Middle Miocene (13 Ma) porphyritic dacite and andesite occurs in a NNE- trending dome or sub-volcanic complex, 5 km long and 1 km wide (Fig.2). These volcanic rocks were intruded as phreatomagmatic eruptions concomitant with rhyolitic pyroclastic surge deposits in the central parts of Kymi basin (Pe-Piper & Piper 1994). Volcanic rocks containing lacustrine clasts as xenoliths and pyroclastic rocks alternating with lacustrine marls show that sedimentation and volcanic activity were coeval. The eastern margin of the intrusion is a 60 m high fault (reverse) scarp, at the base of which 3 m thick cataclasites have been observed (Fig.2: F-F'). The phreatomagmatic character of volcanism suggest that this fault is a true magmatic conduit. A 6m thick fault zone within the volcanic rocks adjacent to the margin fault displays c-s structures indicating top up-to-the-east reverse movement (inset of F-F' in Fig. 2). Finally, some smaller synthetic faults adjacent to the margin fault display nearly horizontal slickensides indicating a transpressional setting.

4. THE TENSIONAL STAGE

After the volcanic activity in the study area began a period of "basin and range" type of deformation including accumulation of post-middle Miocene sediments as well as uplift and extension of metamorphic rocks. Based on the stress distribution this period can be divided into phases: a late Miocene extensional phase and a Plio-Pleistocene extensional phase.

4.1. LATE MIOCENE EXTENSIONAL PHASE

Stress tensor determinations from fault slip data of the first extensional phase are in agreement with pure extensive stress regime which is characterized by a variance in s_3 orientation between NW-SE and SW-NE (Fig.3: A_1 and A_2). The magnitude of extension in this area is strongly heterogeneous partitioned between a more "stable block" to the southeast which comprises the Median crystalline belt and a high extended domain to the northwest which comprises the Amarynthos anticline and the southern part of the Kymi basin. These two block represents the footwall and the hanging-wall of the «Pelagonian Normal Fault» (PNF in Figs 1-3). Very probably PN merges downward into the PF.

Synextensional subsidence and deposition are the main characteristics of this area. During this extension the Kymi basin was widened to the south by a 30 km long and 10 km wide rift belt, which trend parallel to the PF. Cumulative vertical displacements along northwest dipping normal faults have caused a structural relief in excess 1000 m (Fig.2: I-I'). Synrift sediments include a 800 m thick sequence of alluvial fan delta and alluvial fan. They consist of late Miocene conglomerates of a lower monomictic sequence of Pelagonian fragments and an upper polymict sequence of blueschist and metaflysch detritus and Pelagonian limestone pebbles. In the rifted margins gravity slide breccias, boulders within the conglomerates, stratal dips up to 50 (much of the dip may be primary) and rotated synsedimentary faults indicate a high relief area to the south. Basinward, Gilbert type fan delta accumulated above marls because of increasing subsidence. The extension along the NW dipping faults is calculated to lie within a range of 30-40%, using the formulas of Wernicke and Burchfiel (1982). The duration of extension has been estimated about 7 Ma, that is the time between the end of the Oxyolithos intrusion at 13 Ma and the beginning of the Pliocene deposition at 6 Ma.

Movements along the strike of NW trending faults are transferred to the northeast (near Ochthonia village) by a NW horst (Fig.2: H-H' and J-J'). The faults which formed this horst divide the area into a series of 300-500m spaced blocks, showing mainly antithetic rotations. Another NW trending tectonic horst marks the northern end of the Kymi-Aliveri basin (Fig.2:G-G').

4.2. PLIO-PLEISTOCENE EXTENSIONAL PHASE

Faulting during this extensional phase has occurred within a tectonic stress field characterizes by a subvertical s_1 direction and s_3 in the NNE to NE-SW direction (Fig.3: B_1 and B_2). Mesoscopic and mapable normal faults within Plio-Pleistocene along the eastern coast of the study area display young fault scarps suggesting a recent activity. During this extensional phase older ENE trending normal faults have been reactivated into oblique normal faults (s. Fig.3: B_1 and B_2).

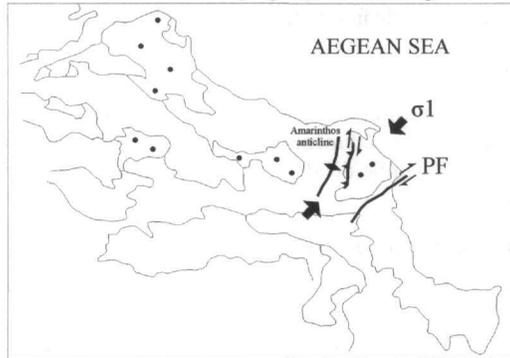
5. TECTONIC IMPLICATION-SYNTHESIS

As blueschists were overthrust above the Lower Oligocene flysch of the Almyropotamos unit (Fig.1: A-A'), it seems that contractional movements between the Pelagonian plate and the Attico-Cycladic Massif continued in the Evia until this time. Our results revealed that contraction in this area lasted until the Middle

Miocene time as it is the further south in the Cycladic islands (Boronkay & Doutsos 1994).

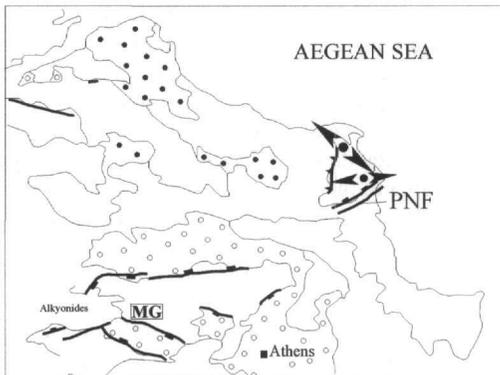
On the basis of the above geometric-kinematic analysis we interpret the deformation in the Kymi basin to be a result of right-lateral strike slip faulting in a transpressive setting (Fig.5). A structural relief of more than 1300 m achieved along the Kymi oblique thrust in the time interval between 25 Ma and 13 Ma resulted in synclinal downward of the Kymi basin and a transpressional push-up on its western margin. Taking into account that Kymi fault is situated in the hangingwall of the PF that was active during the Late Oligocene, we interpret this fault as a “break back fault” (Butler 1987). The end of the contractional subphase is marked by the emplacement of andesitic magmas along a major crustal scale shear zone of transpressional origin.

Transpressional deformation accommodated by right-lateral shearing



PF: Pelagionian Fault

Regional (NW-SE) and local (WSW-ENE) tension controlled by gravitational collapse along the pre-existed structural grain



PNF: Pelagionian Normal Fault

Regional NE-SW tension induced by subduction retreat

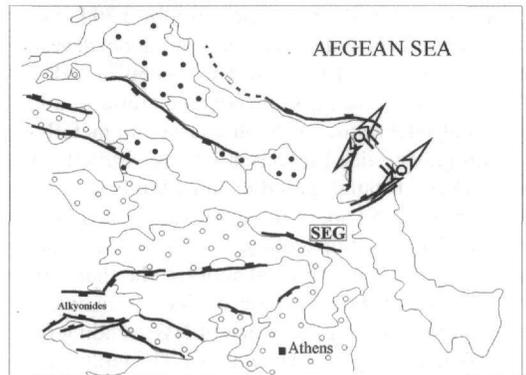


Figure 5. The geodynamics evolution of the Kymi basin in three stages.

Large scale extensional collapse of thickened continental crust (sensu Dewey 1988) may be the mechanism causing the NW and NE directed normal faults of the first extensional phase in the upper Miocene time. It is important to note that erosional rates during extension in the Pelagionian margins may be small because Late Miocene sediments were not deposited in the western part of the Kymi basin. Two types of faults was formed in the Kymi basin during the Plio-Pleistocene time: a) young WNW trending normal faults and b) oblique normal faults, which are reactivated preexisting faults. They are the result of NNE extension induced very probably by two first order geotectonic structures: the back arc basin behind the Hellenic arc and the North Anatolian transform Fault (s. Doutsos & Kokkalas 2001).

ACKNOWLEDGMENTS: The author is grateful to Prof. T. Doutsos, Prof. A. Kiliyas and Dr. Th. Rodogianni for critical reading on a early draft of this manuscript.

REFERENCE

- ALVAREZ, W., ENGELDER, T. & GEISER, P. A. 1978. Classification of solution cleavage in pelagic limestones. *Geology* **6**, 263-266.
- ANGELIER, J. & MECHLER, P., 1977. Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales egalement utilisable en tectonique et en seismologie: la methode des diedres droits. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, **7**, 1309-1318.
- BAVAY, D., BAVAY, P. H., MALUSKI, H., VEGERLY, P. & KATSIKATSOS, G. 1980: Datation par la methode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de mineraux de metamorphisme de haute pression en Eubee du sud (Grece). Correlation avec les evenements tectonomorphiques des Hellenides internes. *Comptes Rendus de Academic Science, Paris* **290**, 1051-1054.
- BIGNOT, F. J., FLEURY, J. J. & GUERNET, C. L. 1973. Sur la stratigraphie du Cretace superieur et du flysch en Eubee meoyenne (Zone pelagonienne, Grece *Bulletin de la Societe Geologique de France* **7**, 484-489.
- BONNEAU, M., & KIENAST, J. R. 1982. Subduction, collision et schistes bleus: l'exemple de l'Egee (Grece). *Bulletin de la Societe Geologique de France* **24**, 785-791.
- BORONKAY, K., & DOUSOS, T. 1994. Transpression and transtension within different structural levels in the central Aegean region. *Journal of Structural Geology* **16**, 1555-1573.
- BUTLER, R. W. H. 1987. Thrust sequences. *Journal of the Geological Society, London* **144**, 619-634.
- DELVAUX, D. 1993. The tensor program for reconstruction: examples from the east African and the Baikal rift systems. *Terra Abstracts, Terra Nova* **5**, 216.
- DELVAUX, D., MOEYRS, R., STAPEL, G., PETIT, C., LEVI, K., MIROSHNICHENKO., RUZHICH, V. & SANKOV., V. 1997. Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting. *Tectonophysics* **282**, 1-38.
- DEWEY, J. F. 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics* **7**, 1123-1139.
- DOUSOS, T., & KOKKALAS, S. 2001. Stress and deformation patterns in the Aegean region. . *Journal of Structural Geology* **23**, 455-472.
- DUBOIS, R. & BIGNOT, G. 1979: Presence d'un "hardground" nummulitique au sommet de la serie cretecee d'Almyropotamos (Eubee meridionale, Grece). Consequences. *Comptes Rendus de Academic Science, Paris* **289**, 993-995.
- HANCOCK, P.L. 1985. Brittle microtectonics: principle and practice. *Journal of Structural Geology* **7**, 437-457.
- JACOBSSHAGEN, V., DURR, S., KOCKEL, F., KOPP, K. O. & KOWALCZYK, G., BERCKHEMER, H. & BUTTNER, D. 1978. Structures and Geodynamic Evolution of the Aegean region. In: *Alps, Apennines, Hellenides* (Ed. by CLOSS, H., ROEDER, D. & SCHMIDT, K.) I.U.G.C. Scientific Report, **38**, 537-564.
- KATSIKATSOS, G., MERCIER, J. L. & VERGELY, P. 1976: L'Eubee meridionale: une double fenetre polyphasee dans les Hellenides internes (Grece). *Comptes Rendus de Academic Science, Paris* **283**, 459-462.
- KATSIKATSOS, G., MERCIER, J. L. & VERGELY, P. 1977. Modele actualistique des Hellenides. In: Reunion extraordinaire des Societes geologiques de France et de Grece en Grece. (Ed. By DERCOURT et al.) *Bulletin de la Societe Geologique de France* **19**, 83-85.
- KATSIKATSOS, G., DEBRUIJN, H. & VANDERMEULEN, A. J. 1981. The Neogene of the island of Euboea (Evia), a review. *Geologie en Mijnbouw* **60**, 509-561,
- PE-PIPER, G. & PIPER, D. J. W. 1994: Miocene magnesian andesites and dacites, Evia, Greece: adakites associated with subducting slab detachment and extension. *Lithos* **31**, 125-140.
- PETIT, J. P., 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology* **9**, 597-608.
- ROBERTSON, A. H. F. 1990: Late Cretaceous oceanic crust and Early Tertiary foreland basin development, Euboea, Eastern Greece. *Terra Nova* **2**, 333-339.
- SPRAY, J. G., REXBEBIEN, D. C. & RODDICK, J. C. 1984. Age constraints on igneous and metamorphic evolution of the Hellenic-Dinaric ophiolites. In: *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean* (Ed. by DIXON, J. E. & ROBERTSON, A. H. F.) Special publication of the Geological Society of London, **17**, 619-628.
- TEMBRA, E. L., FAURE, G., KATSIKATSOS, G. & SUMMERSON, C. H. 1975. Strodium-isotope composition in the Tethys sea, Euboea, Greece. *Chemical Geology* **16**, 109-120.
- TURNER, F. J., 1953. Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbles. *American Journal of Science* **251**, 276-298.
- WERNICKE, B. & BURCHFIEL, B. C. 1982. Modes of extensional tectonics. *Journal of Structural Geology* **4**, 105-115.

THE HYAMBOLIS ZONE: GEOMORPHOLOGICAL AND TECTONIC EVIDENCE OF A TRANSVERSE STRUCTURE IN LOKRIS (CENTRAL GREECE)

H. KRANIS¹, N. PALYVOS², G. LIVADITIS³, H. MAROUKIAN³

ABSTRACT

Geomorphological and tectonic observations attest to the existence of a NE-SW fault zone transverse to the active zones in Lokris. The geometry of the 'Hyambolis fault zone' and preliminary results concerning its mode and timing of activity are presented and its role within the local and regional active tectonic grain is discussed. Moreover, this zone is placed in the context of a probable larger crustal discontinuity, the existence and significance of which are yet to be explored.

KEY WORDS: Neotectonics, geomorphology, morphotectonics, Hyambolis Fault Zone, Atalanti Fault Zone, Lokris, Central Greece

1. INTRODUCTION

Lokris is located in Central Greece, a domain that has been undergoing rapid extension of mean NNE-SSW direction since at least the Upper Pliocene (Philip, 1974, Rondogianni-Tsiambaou, 1984, Jackson and McKenzie, 1988 and many others). The region is characterised by an alpine nappe-pile structure, with overprinted neotectonic features in the form of sub-parallel WNW-ESE graben (Fig. 1), produced by normal or oblique-normal faulting and block rotation around horizontal and vertical axes (Westaway, 1991, Jackson, 1994 and others).

Geomorphological and tectonic observations, as well as more regional geological data, suggest the existence of an important NE-SW zone transverse to the active faults of Lokris, the 'Hyambolis fault zone' (HFZ, named after the ancient city of Hyambolis – Fig. 2). During the past 30 years, individual faults were mapped in various places along the HFZ -mainly at its NE part- by Maratos et al. (1967), Degardin (1972), Albandakis (1974), Rondogianni-Tsiambaou (1984), Sideris (1988, 1986) and Mettos et al. (1992). These were drawn as isolated structures each time, and usually without specific commentary; not in the context of a fault zone as proposed in this paper. Lemeille (1977) identified a set of NE-SW lineaments, on the landstrip that roughly corresponds to the HFZ and posed questions regarding their importance and age. Important reasons for the Hyambolis zone not receiving its due attention, are the lack of conspicuous features such as fault-plane outcrops, the fact that direct tectonic observations are possible on very few suitable cross-sections and its generally subdued geomorphic expression (compared to the neighbouring active zones).

In this paper, the preliminary results of a morphotectonic study of the HFZ are summarised, providing a first detailed picture of the geometrical characteristics of the Hyambolis zone as well as indications about the possible kinematic behaviour and the timing of operation of the individual constituent faults. Subsequently, the geometry of the HFZ is evaluated with respect to its possible mode of operation in the context of the regional tectonic regime and the issues raised by the existence of such a transverse fault zone in relation to the active WNW-ESE structures of the region are discussed.

2. THE NE PART OF THE HYAMBOLIS ZONE

A significant part of the Hyambolis zone is readily recognised as a major geological discontinuity, being a quite linear boundary between the alpine formations of the Chlomon mass and fluvio-lacustrine deposits of the Lokris basin (Fig. 2). In more detail, the individual faults that constitute the zone in its NE part were identified by their direct geomorphological expression in small and medium scale (1:5.000 / 1:50.000) topographic maps - namely the fault escarpments that can be observed on the NW slopes of Chlomon Mt.-, 1:33.000 airphoto analy-

1. University of Athens, Faculty of Geology, Dynamic, Tectonic and Applied Geology Department, Panepistimioupoli, GR-15784, Athens, Hellas.

2. University of Athens, Faculty of Geology, Geography-Climatology Department, Panepistimioupoli, GR-15784, Athens, Hellas.

3. University of Athens, Faculty of Geology, Geography-Climatology Department, Panepistimioupoli, GR-15784, Athens, Hellas

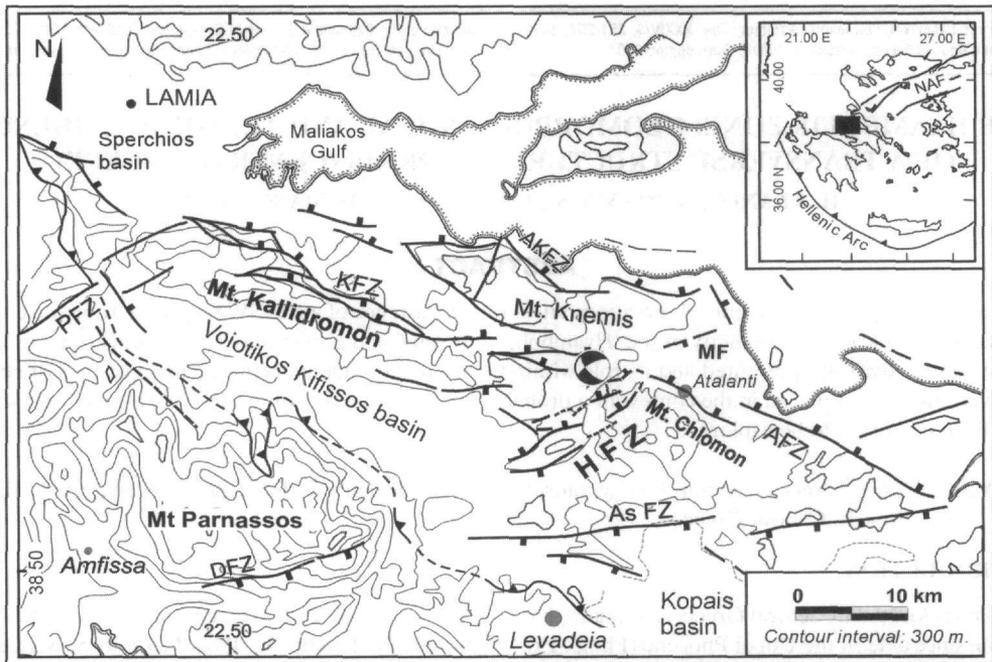


Fig. 1. Regional tectonic setting of Central Greece (modified from Richter et al., 1994, with additions from Ganas, 1997, Kranis, 1999, Kranis & Lekkas, 2000, and Palyvos, 2001). Thick hachured lines: normal faults and/or fault zones; thick lines with triangles: alpine thrusts. HFZ: Hyambolis Fault Zone, AFZ: Atalanti f.z., AKFZ: Arkitsa-Kammena Vourla f.z., KFZ: Kallidromon f.z., AsFZ: Aspledon f.z., PFZ: Pavliani f.z., DFZ: Delphi f.z., MF: Megaplatanos fault. Focal mechanism solution from Hatzfeld et al. (1999). Rectangle shows location of Fig. 2.

sis, lithological contrasts, their effect on drainage behaviour (stream alignment, across-fault differences in valley morphology), and field observations (detailed discussion in Palyvos, 2001).

The NE part of the Hyambolis zone can be subdivided in two main branches, those of Lygdeika - Ag. Sotira (faults Y5a/b and Y4 in Fig. 2) and Korakolithos - Karagiozis (Y6 and Y7), the combined effect of which is responsible for the morphological transition from the Chlomon Mt. to the Lokris basin. These two branches, together with faults of the Atalanti zone, are evidently responsible for the geometry of the Roda volcano-sedimentary sequence occurrence, which has a quite characteristic 'reverse Gamma' shape in map view.

On the Lygdeika-Ag. Sotira branch, fault Y5b (Fig. 2) was mapped in detail by Sideris (1986, 1988) as the contact between the Roda volcanoclastics and the Chlomon carbonates. It has produced an escarpment up to 300 m high, which is today in a retreated position (even so, steep slopes are preserved at places). No geomorphic evidence of recent (Holocene) ground ruptures was identified at its base. The escarpment is dissected by drainage networks that are in a youthful stage on the uplifted block, with deep 'V' valleys carved into an old planation surface - morphology indicative of Middle to Late Pleistocene fault activity. In part, this could also be due to lowering of their local base level by differential erosion across the fault (the hanging-wall volcano-sedimentary formations are more erodible, and a wide flat-floored valley has formed).

At its prolongation towards the NE, fault Y5b probably splays into two branches that bound the mountain-peak of Roda, corresponding to characteristic (albeit smoothed) knickpoints on the Roda ridgeline. Towards the SW, the escarpment of Y5b is characterised by a systematic decrease in height, and from a point on, although the fault can be continuously traced as a distinct lineament (fault Y5a), the polarity of the relief associated with it is reversed, with Skarfi (645 m) on the NW side and elevations 85 m lower on the SE. Farther SW, the relative relief across Y5a becomes as low as 20 m. This behaviour cannot be attributed to exogenetic processes operating after the fault-block movements (e.g. stream erosion), because on the SE side of faults Y5a and Y5b the pre-faulting relief is well preserved (an erosional surface of probable Miocene age, extensive remains of which can be seen as interfluves of the streams now dissecting it - Fig. 2). It can only be logical to assume that

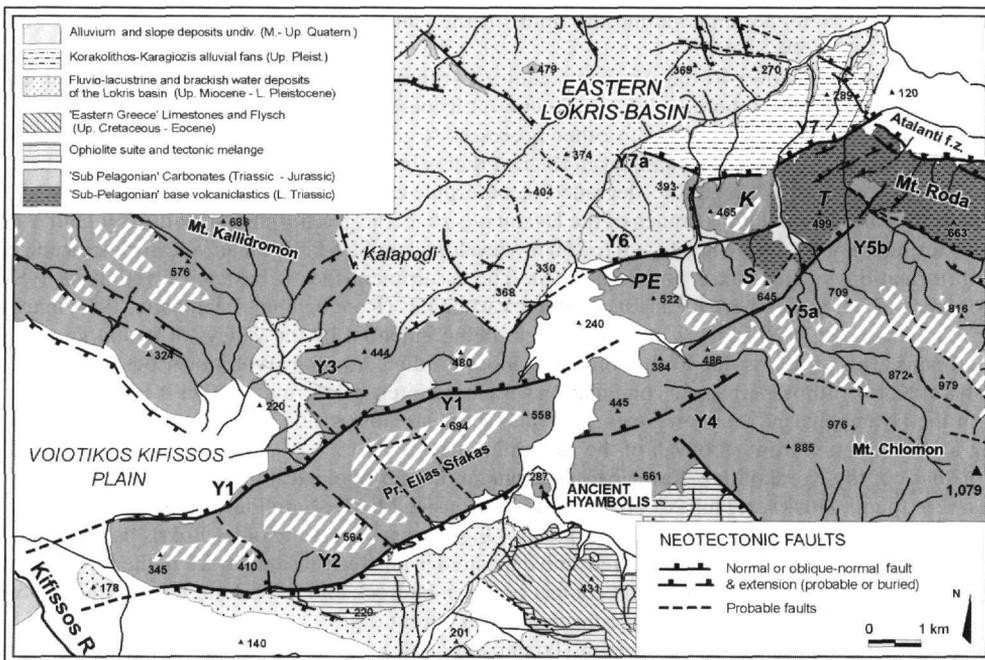


Fig. 2. Geological– neotectonic sketch map of the area crossed by the HFZ. Geology after Maratos et al. (1965, 1967), Sideris (1986), Kranis (1999) and Palyvos (2001). Faults from Kranis (1999) and Palyvos (2001). Thick white lines indicate remains of the Chlomon Miocene relief.



Fig. 3. View of the Hyambolis fault escarpment (fault Y2), and the erosional surfaces that constitute the top of the Pr. Elias Sfakas horst. The fortified hill of ancient Hyambolis is visible at the right hand side of the photograph.

this palaeo-relief (the ‘Chlomon surface’) extended into the area of Pr. Elias and Skarfi (the ‘flat’ hilltop of Skarfi is probably a remnant of this relief), so it can be utilised as a datum whose vertical displacements depict the deformation caused by the faults since its formation.

The Chlomon surface is tilted predominantly towards the SW (rather than towards the SE), a fact that points to influence primarily by the Atalanti zone (AFZ footwall backtilt). The observed displacement along fault Y5a/b could imply that it is a structure predating the formation of the Chlomon Late(?) Miocene relief (hence the –practically- zero offset at its SW end), and has hosted later movements of increasing magnitude towards the

active Atalanti fault zone, accommodating the uplift of the Chlomon block (which is uplifted by AFZ, and bounded by HFZ on its NW side).

Farther SE, Y5a steps over to the Ag. Sotira fault (Y4) that corresponds to a smooth slope of increased profile concavity, without morphological discontinuities at its base (only gentle saddles between it and the hills to the NW). Being difficult to attribute to other processes (e.g. fluvial erosion) or differential erosion (it is developed exclusively in carbonates), and, given the fact that is in good alignment with the general strike of the Hyambolis zone, it is inferred to be the –degraded– geomorphic expression of a fault belonging to it.

In the Karagiozis-Korakolithos branch of the Hyambolis zone, the geomorphic ‘signature’ of fault Y7 is a 3.8 km long escarpment of moderate height –up to 150 m– developed on Sub-Pelagonian volcanics and carbonates, with formations of the Lokris basin against it. The escarpment face is best preserved at its WSW part (Korakolithos – K in Fig. 2) where it consists of alpine carbonates (Rondogianni-Tsiambaou, 1984, mapped this part of Y7), whereas its ENE part is more degraded, being indented by the valleys of two large and several smaller streams. This in part is due to the somewhat more erodible lithology (volcanics) compared to the carbonates at Korakolithos, perhaps in combination with more intense deformation that is expected at the intersection of the Hyambolis and Atalanti zones, as well as more stream erosion potential the closer we get to the uplifting Roda mountain front (footwall of the Atalanti fault).

At the base of the Korakolithos-Karagiozis escarpment, no morphological indications of Holocene ground ruptures were found. However, fault Y7 affects a quite extensive Middle-Late Pleistocene fluvio-torrential formation (Korakolithos-Karagiozis alluvial fan deposits – Fig. 2) that covers the older Lokris basin fill in front of the escarpment (from which it has been derived, and deposited in an area subsided by Y7 in the M.-L. Pleistocene – Palyvos, 2001). The tectonic nature of the contact between bedrock and these Late Pleistocene deposits was verified at a small roadcut where it is exposed with a low apparent dip.

Fault Y6 has been mapped by Rondogianni-Tsiambaou (1984), as a distinct boundary between formations of the Lokris basin and the alpine carbonates of Pr. Elias. The latter are intensely tectonised along the fault, favouring the development of small strike valleys that have masked the original escarpment morphology. At the longitude of Pr. Elias, the fault is associated with a minimum of 200 m vertical displacement, which decreases rather abruptly to the ENE upon crossing a small transverse fault bounding Korakolithos to the W. Skarfi and Korakolithos –most probably both ‘capped’ by remains of the Chlomon erosional surface–, have an elevation difference of about 140 m, indicating only that much of displacement by Y8.

3. THE SW PART OF THE ZONE

Conspicuously in alignment with the Hyambolis zone, the elongate Pr. Elias Sfakas Mt. is a landform shaped by NE-SW normal faults on either side – a horst, uplifted by the Souvala fault (Y1) and the Hyambolis fault s.s. (Y2) (Fig. 3). Fault Y1 is partly visible as a lineament in air-photographs, at the base of a 8.8 km long escarpment of considerable steepness and 300 m max. height, exclusively developed on alpine carbonates. The presence of the fault is also suggested by the development of an elongate doline along its strike, as well as the attraction of small streams that follow the weakened zone of fractured carbonates. Again, no slope disruptions indicating recent ground ruptures were observed at the base of the escarpment.

Maratos et al. (1967) and Albandakis (1974) mapped smaller synthetic and antithetic faults paralleling Y1 (area Y3), which bound elongate occurrences of the Lokris basin deposits. One such fault was directly observed at a small outcrop, juxtaposing basement carbonates against Early Pleistocene deposits of the Zeli formation (Ioakeim & Rondogianni-Tsiambaou, 1988).

Fault Y2 has equally well expressed morphology as Y1, the 7.5-km long Hyambolis escarpment (Fig. 3), which follows a NE-SW course on its NE part and subsequently bends to an E-W direction (a behaviour seen at the SW tip of Y1 also). Field evidence (outcrops where splays of the fault were seen affecting Early Pleistocene formations, but also somewhat younger slope deposits), attest to Y2 being a neotectonic fault with activity in the M. Pleistocene and perhaps early Late Pleistocene. Morphological indications of ground ruptures younger still were not observed.

A characteristic feature of the Pr. Elias Sfakas horst is its staircase morphology oblique to the Hyambolis zone, lowering towards the W. Two distinct –albeit gentle– “steps” separate remains of erosional surfaces that constitute the top of the horst. The steps were found to be the product of NW-SE faults that have displaced what was once a single planation surface, probably the same relief as in Chlomon, Skarfi and Korakolithos. These faults may have acted as compartmental en-echelon structures, dividing Pr. Elias Sfakas into three “mini-blocks” that were subjected to differential vertical displacements during the operation of the Hyambolis zone.

4. DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The Hyambolis fault zone can be associated with regional tectonic, geomorphological and geological characteristics. HFZ was found to be a linear SE boundary for the present occurrences of the Lokris basin fill: all the contacts between the basin deposits and alpine rocks were found to be tectonic, i.e. NE-SW to ENE-WSW, NW-dipping faults belonging to the zone.

As far as the active tectonic fabric is concerned, the HFZ is evidently a boundary to the Kallidromon and Atalanti fault zones, readily discernible in small-scale maps or satellite images as a limit to their geomorphic expression (the Kallidromon range and the Roda/Chlomon mountain). More specifically, the Atalanti zone cannot be securely traced within the Lokris basin (e.g. Ganas, 1997, Ganas et al., 1998), and recent studies (Pantosti et al. 2001, Palyvos, 2001) identify its WNW termination as being distinctly abrupt, corresponding to a large geomorphic and lithological 'step'. This step coincides exactly with the intersection of AFZ and HFZ (more specifically, the Karagiozis fault - Y7). Upon intersecting Y7 the Atalanti fault exhibits a dramatic deficit in long-term slip towards the NW, being associated with only minor escarpments in the Lokris basin. The alpine formations uplifted in the Roda footwall completely disappear NW of Y7, where only Plio-Pleistocene formations can be seen, at much lower elevations.

A structure possibly related to the prolongation of the HFZ towards the NE could be the Megaplatanos fault (MF in Fig. 1), proposed by Ganas (1997). This fault has no direct geomorphic expression, but it has been located under the recent deposits of the plain by geophysical investigations (Tz. Memou, IGME internal report) and coincides with the linear NW boundary of the Atalanti plain, which is also a limit for the Knemis mountain range (*sensu lato*). In Ganas & White (1996), the Megaplatanos fault is drawn longer than in Ganas (1997), extending along the HFZ, as a normal fault downthrowing its SE block, that 'bounds and predates the AFZ'.

The SW part of the HFZ and its probable prolongation towards the SW is related to an important regional geomorphic feature. That is to say, the HFZ, together with the (partly buried) "Aspledon fault zone" (AsFZ in Fig. 1 – discussed in Palyvos, 2001), define a triangular-shaped uplifted area which constitutes the boundary between the Kopais and V. Kifissos basins (the Kifissos river is characteristically restricted there to a narrow valley).

All the aforementioned point towards the realisation of the existence of a fault zone that participates in the local and regional tectonic grain both actively and passively, in the sense that it both hosts tectonic episodes on its constituent faults and functions as a boundary that controls the propagation of faulting on the WSW-ENE major fault zones in Lokris. The observations discussed so far, highlight the significance of the HFZ; however a series of questions remain to be answered.

A first question regards the type of fault zone at hand. The series of NE-SW to ENE-WSW, left-stepping Hyambolis faults constitute a ~2.5 km wide deformation zone, of 17 km visible length. This zone is intensely segmented, with the lengths of the constituent faults not exceeding 5 km. The overall pattern of the faults within the deformation zone could be representative of a structure that accommodates considerable proportion of strike-slip movement. More specifically, such configuration of over- or overlapping left-stepping faults, oriented oblique to the primary deformation zone they belong to, is found in brittle structures where the amount of strike-slip offset is at least equal to dip-slip (McCoss, 1986, Tron and Brun, 1991, Richard et al., 1995). Moreover, the results of a microseismicity survey in central Greece showed that a good quality focal mechanism located at the SE tip of the Lokris basin (and probably related to fault Y6 (Figs 1 and 2) is almost pure dextral strike-slip (mechanism # 180 in Hatzfeld et al., 1999). For these reasons, we tend to believe that the overall kinematics of the HFZ could be oblique-slip to strike-slip, accommodating significant proportion of dextral offset. This doesn't necessarily mean that the kinematics of every constituent fault is strike-slip: it is well known that zones of this type may comprise series of en echelon normal faults (extensive analysis in Biddle & Christie-Blick (Eds.), 1985).

A second important point pertains to the timing of activity of the Hyambolis zone. Abundant evidence speaks of M. Pleistocene deformation, reaching into the Late Pleistocene at some faults (e.g. Y7 and probably Y1 and Y2). This immediately classifies the HFZ into the active tectonic features. The fact that the morphological expression on many constituent faults is subdued and the absence of geomorphological indications of marked Holocene earthquake activity can be due to a number of reasons (or combination of them), such as: (i) a significant, if not most, part of the deformation during the Late Pleistocene and Holocene is accommodated through creep, and not during morphogenic earthquakes (Caputo, 1993); moreover, recent research has shown that in this type of tectonic environments earthquake activity and fault lengths can be significantly smaller than in others, as for instance orthogonal rifting (Clifton and Schlische, 2001) (ii) the slip rate of the zone is quite low

(the neighbouring AFZ, which is evidently more active, has a low slip rate already (e.g. Ganas, 1997, Pantosti et al., 2001), and (iii) the zone is intensely segmented and the overall strain pattern can be expressed through minor tremors ($M < 2$), isolated or in clusters. This has been the case for another transverse fault zone in the region, parallel to the HFZ, the Pavliani fault zone (PFZ in Fig. 1), the activity of which was identified through local microearthquake networks (Burton et al., 1995) and neotectonic mapping (Kranis, 1999, Kranis & Lekkas, 2000).

A major issue arising is whether the HFZ is just a 17-20 km-long structure found only in Lokris and N. Boeotia, or it is part of a larger, crustal-scale structure. This question was posed by Kranis (1999) and the landstrip that corresponds to the HFZ was found to lie on the trace of NE-SW lineament (arguably a deformation zone) that includes the Delphi fault zone (DFZ in Fig. 1) the ENE-WSW neotectonic fault proposed by Fytrolakis et al. (1988), which affects the main stretch of Nileas river in N. Evia. The location and trend of this large-scale zone could suggest that it might be somehow related to the westward propagation/extrusion of the Anatolian block into the Aegean region (e.g. Jackson, 1994). The geometric and kinematic character of the HFZ might be considered, to some degree, representative of the overall character of this crustal-scale structure; should this be the case, it may function as the SE boundary of a broad shear zone that hosts rigid to semi-rigid block rotations around horizontal and vertical axes (Jackson, 1994). The NW boundary will then approximately coincide with the PFZ (Kranis and Lekkas, 2000) and the rotating blocks are represented by the elongated WNW-ESE mountains (Mts. Kallidromo and Knemis) within Lokris.

ACKNOWLEDGEMENTS

We would like to thank Professor T. Doutsos (University of Patras) and Professor S. Pavlides (Univ. of Thessaloniki) for their constructive reviews of the manuscript. The PhD work of N.P. was funded by the State Scholarship Foundation (I.K.Y.).

REFERENCES

- ALBANDAKIS, Í., 1974. *The Nickeliferous ores of Lokris and Evia*, PhD Thesis, Univ. of Athens, 41 pp. (in Greek).
- BURTON, P.W, MELIS, N.S and M. BROOKS, 1995. Coseismic crustal deformation on a fault zone defined by microseismicity in the Pavliani area, central Greece. *Geophys. J. Int.*, 123, 16-40.
- BIDDLE, K.T., and CHRISTIE-BLICK, N. (Eds.) 1985. *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*. Soc. Econ. Paleont. And Mineral., Sp. Publ. No. 37, Oklahoma, 386 pp.
- CAPUTO, R., 1993. Morphogenic earthquakes: a proposal. *Bull. INQUA Neot. Comm.*, 16, 24.
- CLIFTON, A.M., and R.W. SCHLISCHE, 2001. Nucleation, growth and linkage of faults in oblique rift zones: results from experimental clay models and implications for maximum fault size. *Geology*, 29, 5, 377-472.
- DEGARDIN, J. M., 1972. Etude géologique de la région d' Atalanti (Locride, Grèce continentale), *Ann. Soc. Geol. Nord.*, XCII, 4, 213-220 (in French).
- Fytrolakis, N., Alexouli-Livaditi, A., Livaditis, G. and Kyroussis J., 1988. Geomorphological study and observations on the hydrogeology and pollution of surface and subterranean waters in the Kireas and Nileas basins (N. Evia). *Bull. Geol. Soc. Greece*, XX/III, 115-132 (in Greek).
- GANAS, A., 1997. *Fault segmentation and seismic hazard assessment in the gulf of Evia rift, Central Greece*, PhD Thesis, Univ. of Reading, 368 pp.
- GANAS, A. and K. WHITE, 1996. Neotectonic fault segments and footwall geomorphology in eastern Central Greece from Landsat TM data, *Geol. Soc. Greece Sp. Publ.*, 6, 169-175.
- GANAS, A., ROBERTS, G. and TZ. MEMOU, 1998. Segment boundaries, the 27/4/1894 M7.0 rupture extent and strain patterns along the Atalanti fault segment, Central Greece, *Journal of Geodynamics*, 26, 2-4, 461-486.
- GUPTA, A. and C.H. SCHOLZ, 2000. A model of normal fault interaction based on observations and theory. *J. Struct. Geol.*, 22, 865-879.
- HATZFELD., D., M. ZIAZIA, D. KEMENTZETZIDOU, P. HATZIDIMITRIOU, D. PANAGIOTOPOULOS, K. MAKROPOULOS, P. PAPADIMITRIOU and A. DESCHAMPS, 1999. Microseismicity and focal mechanisms at the western termination of the North Anatolian Fault and their implications for continental tectonics. *Geoph. J. Int.*, 137, 891-908.
- IOAKIM, C. and Th. RONDOGIANNI-TSIAMBAOU, 1988. Contribution à l'étude géologique de la région de Zeli, Locride (Grèce centrale), *Rev. de Micropal.*, 31, 2, 129-136.
- JACKSON, J, 1994. Active Tectonics of the Aegean region. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 22, 239-271.

- JACKSON, J. and D. MCKENZIE, 1988. Rates of active deformation in the Aegean Sea and surrounding regions, *Basin Research*, 1, 121-128.
- KRANIS, H. and E. LEKKAS, 2000. The Pavliani fault zone: Evidence for westward propagation of the North Anatolian Fault Zone in Eastern Mainland Greece. *Proc. IESCA 2000*, Smyrni, 25-29 Sep. 2000, (Abs.) p. 48.
- KRANIS, H., 1999. *Neotectonic activity of fault zones in Central - Eastern Sterea Hellas (Lokris)*, PhD Thesis, Univ. Athens, 234 pp. (in Greek).
- LEMEILLE, F., 1977. Etudes néotectoniques en Grèce centrale nord-orientale (Eubée centrale, Attique, Béotie, Locride) et dans les Sporades du Nord (île de Skiros), Thèse de 3^{ème} Cycle, Université Paris XI - Centre Orsay, 173 pp.
- MARATOS, G., RIGOPOULOS, K. and A. ATHANASSIOU, 1967. *Geological map of Greece in 1:50.000 : Elateia sheet*, IGME, Athens.
- MARATOS, G., RIGOPOULOS, K. and A. ATHANASSIOU, 1965. *Geological map of Greece in 1:50.000 : Atalanti sheet*, IGME, Athens.
- MCCOSS, A.M., 1986. Simple constructions for deformation in transpression/transension zones, *J. Struct. Geol.*, 8, 6, 715-718.
- METTOS, A., RONDOGIANNI-TSIAMBAOU, Th., IOAKIM, Ch. and I. PAPADAKIS, 1992. Evolution géodynamique et reconstruction paleoenvironnementale des bassins neogenes-quaternaires de la Grèce centrale, *Paleontologia y evolucion*, 24-25, 393-402.
- PALYVOS, N., 2001. *Geomorphological study of the broader Atalanti area (Fthiotis, Central Greece)*, submitted PhD Thesis, Univ. Athens, Dep. of Geology (in Greek).
- PANTOSTI, D., DeMARTINI, P.-M., PAPANASTASSIOU, D., PALYVOS, N., LEMEILLE, F. and G. STAVRAKAKIS, 2001. A reappraisal of the 1894 Atalanti earthquake surface ruptures (central Greece), *Bull. Seism. Soc. Am.*, in press.
- PHILIP, H., 1974, *Etude néotectonique des rivages égéens en Locride et en Eubée nord orientale*, Thèse de 3^{ème} cycle, Acad. de Montpellier, Univ. de Lanquedoc, 103 pp. (in French).
- RICHARD, P.D, M.A. NAYLOR, and A. KOOPMAN, 1995. Experimental models of strike-slip tectonics, *Petro-leum Geoscience*, 1, 71-80.
- RICHTER, D., MÜLLER, C. and H. RISCH, 1994. Die Flysch-Zonen Griechenlands IX. Der böotische Oberkreide-Flysch im nördlichen Parnass und im nordwestlichen Kallidromon-Gebirge (Griechenland), *Zeitschrift der Deutch. Geologischen Gesellschaft*, 145, 274-285 (in German).
- ROBERTS, S. and J. Jackson, 1991. Active normal faulting in central Greece: an overview, *Geological society, London, sp. publ.*, 56, 125-142.
- RONDOGIANNI-TSIAMBAOU, Th., 1984. *Etude néotectonique des rivages occidentaux du canal d'Atalanti (Grèce Centrale)*, Thèse de 3^{ème} Cycle, Université Paris-Sud-Centre d'Orsay, 193 pp. (in French).
- SIDERIS, Ch., 1988. The Triassic volcano-sedimentary sequence of Atalanti, *Ann. Geol. de Pays Helléniques*, XXXÉI/ΙÉ, 353-369(in Greek).
- SIDERIS, Ch., 1986. *Contribution to the knowledge of the geodynamic evolution of Eastern Greece during the Permo-Triassic*, PhD Thesis, University of Athens, Dep. of Geology, 214 pp. (in Greek).
- TRON, V., and J. BRUN, 1991. Experiments on oblique rifting in brittle-ductile systems. *Tectonophysics*, 188, 71-84.
- WESTAWAY, R., 1991. Continental extension on sets of parallel faults: observational evidence and theoretical models, In Roberts, A.M., G, Yielding and B. Freeman (eds.): *The Geometry of Normal Faults*, *Geol. Soc. sp. publ.*, 56, 143-169.

DEEP TECTONIC STRUCTURE OF NORTHWESTERN ATTICA, GREECE: GEODYNAMIC PATTERN OF ATHENS EARTHQUAKE

C. METAXAS¹, A. ANGELOPOULOS², S. LALECHOS¹ AND D. FOUNDOLIS¹

ABSTRACT

The study of Athens 09.07.1999 earthquake ($M_s = 5.9$), which occurred in the area of the NW Attica peninsula within the Thriasio neotectonic basin, shed light to the complicated active tectonic structure of Attica. The geological, gravity and magnetic data, as well as the results of InSAR analysis were jointly considered for a better understanding of the block tectonics and kinematics of the meioseismic area, as well as block geodynamic related to the seismic event. The deep tectonic structure is characterized by existence of small (up to 20km) dimensions uplifted and subsided blocks of Paleozoic basement that defined the characteristic tectonic pattern of the area. The largest values of co-seismic subsidence, derived from InSAR analysis, are observed within the subsided blocks of epicentral area. This evidence, together with the results of field microtectonic observations, implies that this ensemble of blocks, during the seismic event, moved in accordance with block kinematics and under the approximately N-S tension, which is characteristic for Attica on its neotectonic history ranging from Mid Pleistocene to date.

KEY WORDS: earthquake, potential fields, InSAR, block tectonics and kinematics, geodynamic, northwestern Attica, Greece

1. INTRODUCTION

On September 7 1999, a devastating earthquake struck the districts of Athens in northwestern Attica and was followed by an aftershock sequence with magnitude range of $M_s \leq 4.7$. The determined parameters of the main shock are: Lat. $38.1^\circ N$, Lon. $23.6^\circ E$; $M_s = 5.9$; depth interval 9-20 km. The focal mechanism solution suggested a WNW-ESE trending normal fault ($114^\circ - 123^\circ$) with slight left-lateral component, dipping to SSW about $45^\circ - 55^\circ$, with subhorizontal extensional axis T oriented NNE (about 208°). According to the Brune model (Stavrakakis et al., 2000) the seismogenic fault length is about 19 km and the average co-seismic displacement on the fault plane 9 cm.

Our recent studies (Foundoulis et al., 2000a, 2000b) have shown that the geodynamics of the earthquake is defined by a stress tensor, which can be approximated by a tensional rotation ellipsoid. Axes σ_2 and σ_3 are both tensional and equal to each other in absolute value, whilst the axis T of the main shock source mechanism coincides with the axis σ_2 but not with the axis σ_3 as could be expected. This geodynamic situation implies the prevailing of vertical movements during the main shock and suggests that several blocks of the affected area had moved along the pre-existed bordering faults following one of the tensional axes, σ_2 or σ_3 .

In this study, the results of gravity and aeromagnetic data analysis, as well as the results of InSAR analysis have been jointly considered for a better understanding of the block geometry, kinematics as well as the block geodynamics related to the Athens earthquake.

2. TECTONIC AND GEOPHYSICAL CHARACTERISTICS OF NORTHWESTERN ATTICA

Two main tectonic units may be distinguished in the area (Fig. 1):

- (i) The Pelagonian geotectonic zone of non-metamorphic formations situated westward of Kifissos river valley (Mts. Parnitha and Aegaleo), that constitutes the alpine basement of the majority of the meioseismic area,
- (ii) The Attico-cycladic zone consisting mainly of metamorphic rocks (Mts. Penteli and Imittos).

The Pelagonian zone upthrusts the Attico-cycladic zone (G. Katsikatos et al., 1986); the tectonic contact between the two units is usually covered by post-alpine sediments. Thrust strike is consistent nearly with the direction of Kifissos river valley (see Fig. 1).

1. Earthquake Planning and Protection Organization, Division of Seismotectonics, Xanthou 32, 15451 Athens, Greece.

2. Water Supply and Sewerage Corporation of Athens, Laodikias 29 & Ilision 9, 15771 Athens, Greece

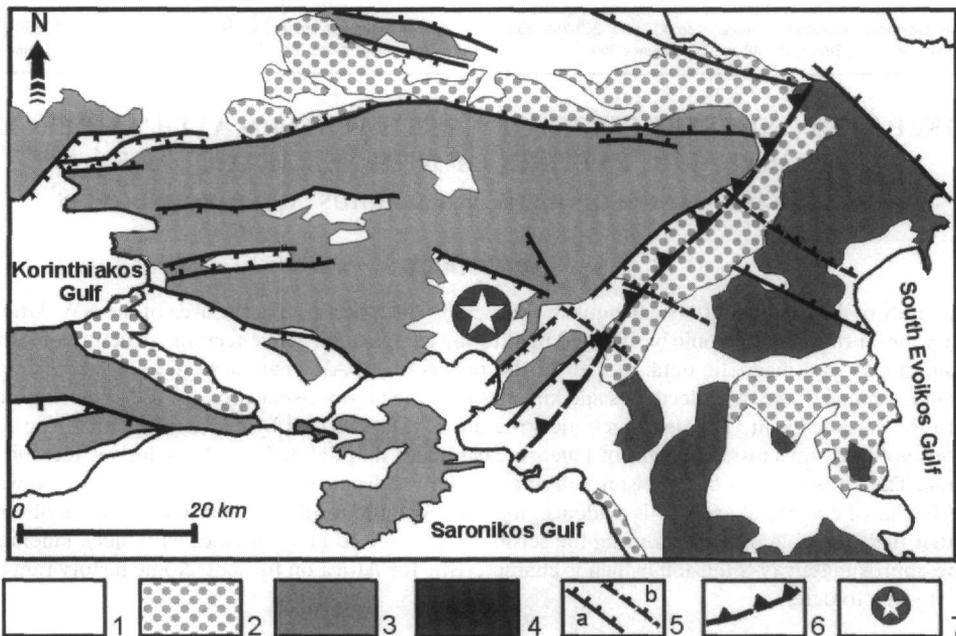


Fig.1: Simplified neotectonic map of the area affected by Athens earthquake (after Papanikolaou et al., 1999; Mariolakas & Foundoulis, 2000).

1: Quaternary deposits, 2: Neogene deposits, 3: Pelagonian zone (mainly Mesozoic carbonates), 4: Attico-cycladic zone (mainly Mesozoic metamorphics), 5: Active neotectonic faults (a - detected, b - probable) 6: Upthrust - major tectonic contact separating the two zones, 7: Epicenter of Athens earthquake 07-09-1999, $M_s=5.9$.

Several neotectonic basins, filled with lacustrine-continental deposits, have been created by the fragmentation of the area because of the post-alpine extension: the Thriassio basin, Kifissos basin etc.

Three extensional tectonic regimes have occurred during the Tertiary structural evolution (J. Mercier et al., 1989). The tensional directions of these regimes are striking (1) WNW-ESE, (2) NE-SW and (3) N-S; they were active during the Upper Miocene, Pliocene - Lower Pleistocene and Mid Pleistocene to date, respectively. Active tension of the crust approximately in the N-S direction, has been calculated also using repeated G.P.S. measurements (Le Pichon et al., 1995; Kahle et al., 1998). Such situation may account for the fact that various tectonic phases, from alpine napping to opening of neotectonic basins, have led to complicated fracturing of the area.

Physical properties of rocks outcropping in meizoseismal and adjacent areas are shown in Table 1 according to: Stefouli & Angelopoulos, 1990; Engineering Geological Map of Greece, 1993; Tsokas et al., 1998.

Based on the data of the Table 1, the following assumptions on the heterogeneities creating gravity and magnetic anomalies in NW Attica may be made. Density of the Mesozoic metamorphic rocks amounts to 2.9 g/cm^3 which predetermines the existence of sensitive discontinuity between non-metamorphic and metamorphic formations. The Paleozoic metamorphic rocks that constitute the pre-alpine basement of the Parnitha tectonic structure, due to their density characteristics, appear to occupy the intermediate position between the non-metamorphic and metamorphic carbonates. So the gravity field peculiarities have to be defined inside the Parnitha mountain range mostly by the structure of pre-alpine Paleozoic basement and in the area of Penteli and Imittos mountains mostly by Mesozoic metamorphic formations. As regards the magnetic anomalies, most of them have to be related to Neogene-Quaternary deposits, excepting some of them, which should be connected to Bauxite lenses, or FeNi ore bodies.

3. DEEP BLOCK STRUCTURE OF NORTHWESTERN ATTICA

Qualitative interpretation and zoning of magnetic and gravity fields allow to understand some features of the deep tectonic structure of the study area and to determine "blind" faults zones. Zoning of the gravity and magnetic field and related tectonic zoning are based on the relation between the peculiarities of field pattern

Table 1. Physical properties of rocks and minerals of Attica and adjacent areas

Type of rocks	Bulk density, g/cm ³	Susceptibility, 1x10 ⁻⁶ CGS	Remanent magnetization, 1x10 ⁻⁶ CGS
Neogene-Quaternary deposits (sandstone & conglomerates)	1.8-2.2	300	-
Mesozoic non-metamorphic carbonates	2.5-2.7	0-25	10-40
Mesozoic metamorphic carbonates	2.7-2.9	-	-
Paleozoic metamorphic rocks	2.6-2.8	-	-
Ophiolites	2.5-3.2	800	500±200
Bauxite	3.2	850	150
FeNi ore	3.3-3.8	2.000-15.000	140-1020

over the geological or structural heterogeneity (object) or on theoretical anomalies over "simple" bodies (Khesin et al, 1983).

Various "blind" fault zones may be determined in potential fields from their different linear features related to their origin and development. Some principal peculiarities of magnetic and gravity fields over faults of different types are shown in Table 2 (Khesin et al., 1983).

Owing to fault segmentation it is possible to find different linear features (indications) in gravity and magnetic field along the fault zone. An arrangement of indications along the same direction allows the tracing of the fault. Some fault segments cannot be detected with confidence by slight indication only in one potential field, but they may be delineated by comparison of indications observed in the gravity and the magnetic field.

For determining the zoning and detecting the deep tectonic structure of the Attica, the observed gravity field and upward continued to 2.0 km magnetic field were used as basic data (Fig.2a and 2b). The aeromagnetic field on the level of 2km apart from flight line is free from small heterogeneity and more comparable with observed gravity field.

Table 2. Magnetic and gravity fields over faults

TYPES OF FRACTURE	GEOLOGICAL CHARACTERISTICS	REFLECTION IN FIELDS
Faults with vertical displacements	Abrupt change in position of boundary separating a section into individual structural-facial complexes Crush zone due to differentiated movement of conjugated blocks along the fault	Elongated zone of high field gradients Abrupt closure or contraction of isolines. Chain of linearly elongated magnetic and gravity minima coinciding in plane
Faults with horizontal displacement	Horizontal rock displacement and offset determined by comparing age as well as structural and facial features of rocks on both sides of a fault	Rupture and echelon displacement of zones with linearly elongated anomalies Offset (breaking off) of anomalies belonging to the elongated anomalous zone Flexure type bending (abruptly inflecting) of isolines or of intense extending steps axis
Synsedimentary faults	Abrupt change in lithological composition, facies and deposit thickness of the same unit on both sides of a fault	Change of sign or pattern of the same sign field at a fault

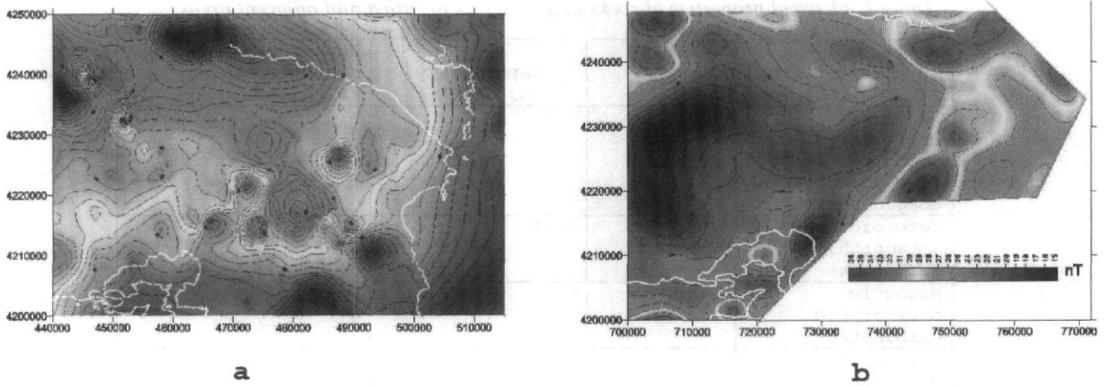


Fig. 2: Gravity and magnetic maps of northwestern Attica

- a - Bouguer gravity map, $\rho=2.67 \text{ g/cm}^3$, topo correction 100m-167km (IGME, A. Angelopoulos and V. Noutsis, 2000)*
- b - Aeromagnetic map, H=300 amsl, spacing 800m (IGME, A. Angelopoulos, 1978) upward continued to 2.0 km*

The results are shown on Fig 3, wherefrom some characteristic features may be obtained. The Parnitha tectonic structure composed of carbonates of low magnetization and relatively low density may be recognized as an area of the relatively low values of magnetic field, which coincides, with the area of the moderate field values on the gravity map. The northern border of Parnitha structure, where Thiva basin lies along the system of active normal faults with prominent vertical movement (see Fig.1), is shown by high gravity gradient zone pointing to considerable vertical displacement of density unconformity. This zone coincides with the “chain-like positive” magnetic anomalies that point to the development of Neogene-Quaternary conglomerates close to the area of denudation. The same sign and pattern of the magnetic field characterize the southern border of the Parnitha, which coincide with Kifissos Neogene basin. In the gravity field this border is not appearing so clearly as the northern border, due to the upthrusting of the Pelagonian zone on the Attico-cycladic zone.

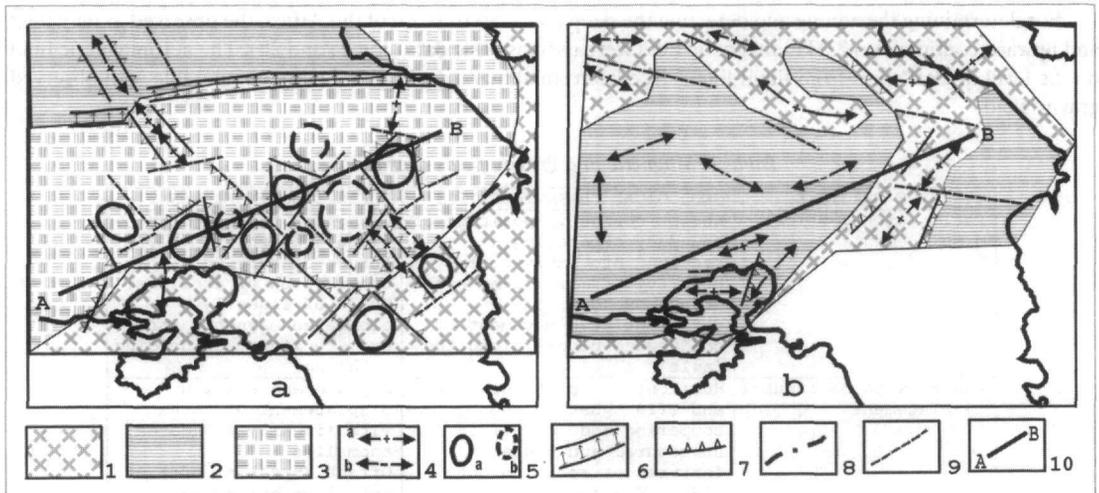


Fig. 3: Results of the geophysical zoning of Attica area on the Bouguer gravity map (a) and on the map of upward continued aeromagnetic field (b)

- 1: Relatively high field values, 2: Relatively low field values, 3: Area of moderate field values with “mosaic” anomalies, 4: Axes of elongated anomalies (a - “positive”, b - “negative”), 5: Isometric anomalies (a - “positive”, b - “negative”), 6: High field gradients, 7: Moderate field gradients, 8: Changes of field sign or pattern, 9: Axes of abrupt closure or contracting of isolines within anomalous zone, 10: Location of geological-geophysical cross-section.*

4. RESULTS OF SAR INTERFEROMETRY: SUBSIDENCE IN THE EARTHQUAKE EPICENTER

NPA Group Associates Ltd.(R.Capes, M. Haynes & G. Cooksley) has conducted ERS Interferometric analysis with collaboration and financial support of E.P.P.O in order to study the surface deformations related to the Athens earthquake. A differential interferogram is by definition processed in conjunction with a digital elevation model (DEM), such that the effect of topography are subtracted from the output phase image.

This differential interferogram covers the epicentral area of the Athens earthquake (Fig. 4). It is relatively noisy as a consequence of topography that is inadequately modeled by the DEM, but nevertheless reveals a clear subsidence signature centered on earthquake epicenter. From the known geology of the region, the most plausible interpretation of the differential signature is in terms of a vertical, as opposed to horizontal displacement; the sense of the differential phase is decreasing towards the epicenter, implying a subsidence associated with the earthquake. Each fringe represents 28mm of displacement (~30 mm of vertical subsidence), suggesting a total displacement of 84 mm (~90 mm of vertical subsidence) at the epicenter, falling off over a 10km radius.

Fringe features extend beyond this region to both the north and to the south towards Athens that represent an extended region of subsidence.

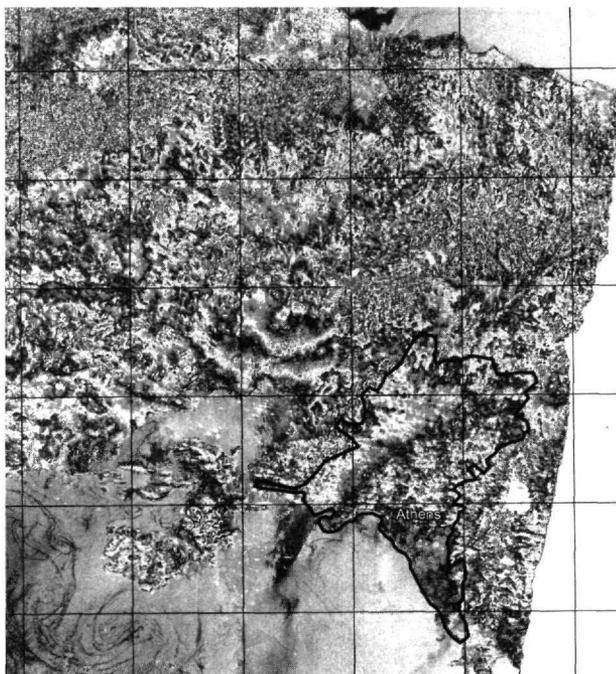


Fig. 4: Results of InSAR analysis of Athens earthquake (7 September 1999).

ERS-2 scene dates: 15-Jul-99 & 23-Sep-99; Temporal separation: 70 days; Ground displacement accuracy: X,Y: 30m, Z: 2cm; Background image: Radar amplitude image (23-Sep-99).

5. CONCLUSIVE REMARKS

The results of gravity and magnetic fields interpretation as well as the InSar analysis are given on Fig. 5, where the main deep block structure in the Athens earthquake epicentral area is shown.

Due to the complicated tectonic regime during the alpine and post-alpine evolution, the fault zones experienced complicated segmentation that led to the creation of mosaic tectonic block of small dimensions, most of them having isometric or subisometric shape. The length of faults or fault segments bordering these blocks does not exceed 15-20 km, but the arrangement of these segments in one direction predetermines the existence of elongated fault zones in NW Attica with two prevailing orientations: NE and NW.

Beside the deep-seated seismogenic fault (Fig.6), the fault segments bordering the subsided block on the SE flank of Parnitha structure in the Thracomacedones area appear to be also deep-seated faults, cutting the zone of major thrust. According to fault kinematics, a number of uplifted and subsided tectonic blocks may be de-

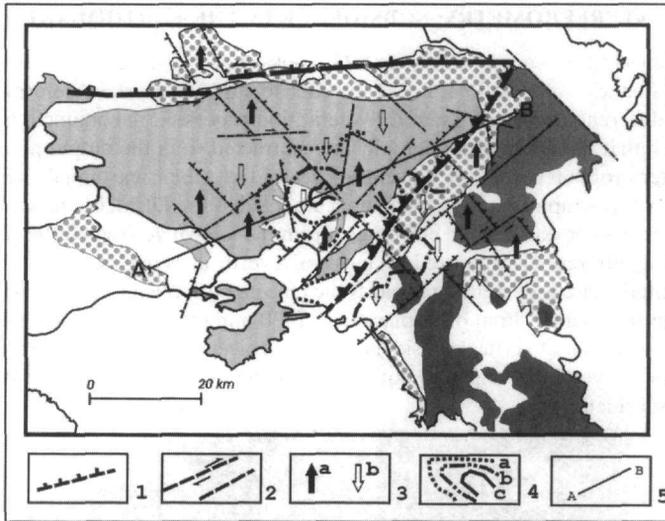


Fig. 5: Scheme of the NW Attica deep block tectonics and kinematics

Deep faults: 1: Normal faults (a - major, b - secondary), 2: Other faults: a - strike-slip, b - of uncertain kinematics, 3: Block movement: a - uplifted block, b - subsided block, 4: Smoothed out InSAR fringes, showing subsidence in the area of Athens earthquake: a - 28mm, b - 56mm, c - 84mm, 5: Location of the geological-geophysical profile. For other explanation see Fig. 1.

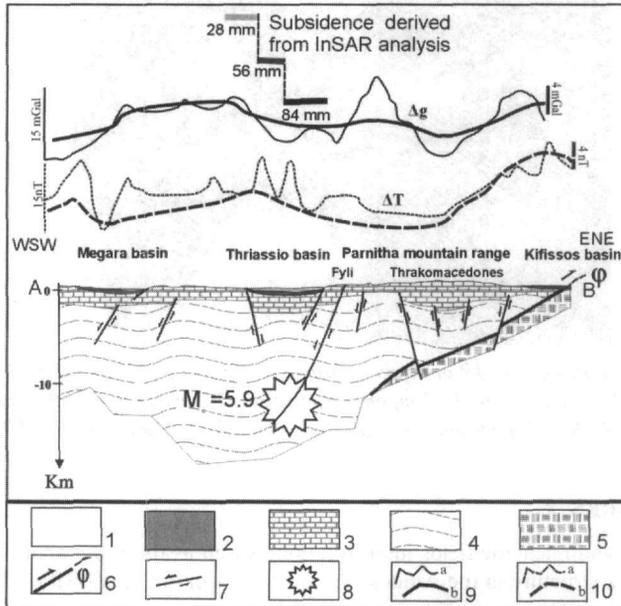


Fig. 6: Schematic geological - geophysical cross-section of northwestern Attica

1: Quaternary deposits, 2: Neogene deposits; **Pelagonian zone:** 3: Mesozoic non-metamorphic formations, 4: Paleozoic formations; **Attico-cycladic zone:** 5: Mesozoic metamorphic formations; 6: Upthrust (major tectonic contact separating two zones), 7: Faults (arrows show sense of motion), 8: Location of the Athens earthquake hypocenter; **Curves of geophysical fields:** 9: Bouguer gravity field (a - observed, b - continued up to 3.6km), 10: magnetic field (a - observed, b - continued up to 2km)

tected in the meizoseismal area of the Athens earthquake. This ensemble of blocks defines the characteristic tectonic pattern of the area.

Considering block geometry and kinematics together with the co-seismic displacements derived from InSAR analysis, it results that the largest values of co-seismic subsidence (from 56 mm to 84 mm) are observed inside the subsided blocks of pre-alpine basement, the fringes closing to the block borders. It is remarkable, that the maximum value of co-seismic surface subsidence according to InSAR analysis (~9 cm) is the same with the value of co-seismic displacement on fault plane derived from the seismic data analysis (Stavarakis et al., 2000).

All the above mentioned together with the results of field microtectonic observations (Foundoulis et al., 2000a, 2000b), implies that during the seismic event, the ensemble of blocks of meizoseismal area moved in accordance with their kinematics and under approximately N-S tension. This geodynamic situation is characteristic for Attica on its neotectonic history ranging from Mid- Pleistocene to date.

REFERENCES

- ANGELOPOULOS, A. & NOUTSIS, V. 1988. Microcomputer applications in applied geophysics - Spectral analysis of potential field data. Proceedings of Congress. on application of microcomputers. Patra, 3-5 October 1988, 143-155
- CAREY, E. & BRUNIER, B. 1974. Analyse théorique et numérique d' un modèle mécanique élémentaire appliqué à l' étude d' une population de failles. C. R. Ac. Sci. 279, 891-894 (in French with abstract in English).
- ENGINEERING GEOLOGICAL MAP OF GREECE. 1993. Scale 1:500 000. IGME
- FOUNDOLIS, D., METAXAS, CH., LALECHOS, S. & KOUROU, A. 2000a Active tectonic structures of Attica. Annales Géologiques des pays helléniques. 1e SERIE, T. XXXVIII, FASC. B, 2000. 155-164
- FOUNDOLIS, D., METAXAS, CH., LALECHOS, S. & KOUROU, A. 2000b Athens Earthquake and Active tectonic structure of Attica: Normal Fault with Abnormal Consequences. Abstracts of EGS XXV Gen. Ass., Nice, France, 25-29 April 2000, p. 302
- KAYLE, H.-G., STRAUB, C., REILINGER, R., McCLINSKY, S., KING, R., HURST, K., VEIS, G., KASTENS, K. & CROSS, P. 1998. The strain rate field in the eastern Mediterranean region, estimated by repeated G.P.S. measurements, Tectonophysics, 294, 237-252.
- KATSIKATSOS, G., MIGIROS, G., TRIANTAPHYLIS, M. & METTOS, A. 1986. Geological structure of internal Hellenides (E. Thessaly – SW Macedonia, Euboea – Attica – Northern Cyclades Islands and Lesbos). *Geol & Geoph. Res.*, Special Issue, I.G.M.E., Athens, 191-212.
- KHESIN, B., ALEXEYEV, V. & METAXAS, CH. 1983. Interpretation of magnetic anomalies in the conditions of oblique magnetisation and rugged topography. Nedra, Moscow, 288 pp. (In Russian).
- LE PICHON, X., CHAMOT-ROOKE, N., LALLEMANT, S., NOOMEN, R. & VEIS, G. 1995. Geodetic determination of the kinematics of Central Greece with respect to Europe: Implications for Eastern Mediterranean tectonics. *J. Geophys. Res.*, 100, 12675-12690.
- MARIOLAKOS, I. & FOUNDOLIS, I. 2000. The Athens earthquake September 7, 1999: The neotectonic regime of the affected area. Annales Géologiques des pays helléniques. 1e SERIE, T. XXXVIII, FASC. B, 2000. 165-174
- MERCIER, J.L, SOREL, D., VERGELY, P. & SIMEAKIS K. 1989. Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic. *Basin Research* 2, 49-71.
- PAPANIKOLAOU, D., LEKKAS, E., SIDERIS, CH., FOUNDOLIS, I., DANAMOS, G., KRANIS, CH. & LOZIOS, L. 1999. Geology and tectonics of Western Attica in relation to the 7-9-99 earthquake. Newsletter of the European Center on Prevention and Forecasting of Earthquakes, Issue No 3, December 1999, Athens, 30-34
- STEFOLI, M. & ANGELOPOULOS, A. 1990. Integration of Landsat and aeromagnetic data as aid to the structural analysis of Crete and SE Peloponnese. *Int. J. Remote sensing*, 11, No 9, 1625-1644
- SRAVRAKAKIS, G., CHOULIARAS, G. & PANOPOULOU, G. 2000. Seismic source parameters for the Athens earthquake on September 7, 1999, from a new telemetric broad band seismological network in Greece. Annales Géologiques des pays helléniques. 1e SERIE, T. XXXVIII, FASC. B, 2000. 15-21
- TSOKAS, G., STAMBOLIDIS, A., ANGELOPOULOS, A. & KILIAS, S. 1990. Analysis of potential field anomalies in Lavrion mining area, Greece. *Geophysics*, 63, No 6, 1965-1970.

KINEMATIC ANALYSIS AND TERTIARY EVOLUTION OF THE LESVOS OPHIOLITES AND METAMORPHIC SOLE (AEGEAN SEA, GREECE)

D.MOUNTRAKIS¹, E.THOMAIDOU¹, N.ZOUROS², A.KILIAS¹

ABSTRACT

In Lesvos Island, the ophiolites and the metamorphic sole are emplaced onto the Permo-Triassic continental margin rocks. New field data on the Tertiary kinematics distinguished three successive tectonic events that affected the Lesvos ophiolites and sole. The D1 compressional event took place in Late Eocene - Early Oligocene and produced several thrust sheets and their stacking over the continental margin. The thickening of the crust after the D1 event, was followed by an important extensional tectonic event (D2) in semi-ductile conditions in Oligocene-Early Miocene times, which produced the uplift process of the orogen and the lateral rejection of the tectonic nappes through large extensional semi-ductile faults of low angle (detachment faults) and caused the exhumation of the underlying continental margin rocks in the form of a tectonic window. This extensional tectonic event led to the thinning of the crust in the wider area of Lesvos and probably caused the Early Miocene volcanic activity. The last D3 extensional tectonic event, took place in brittle conditions and represents the neotectonic regime in Late Miocene-Recent times.

KEY WORDS: Tertiary tectonics; Ophiolites; metamorphic sole; uplift-exhumation; Lesvos Island; Greece.

1. INTRODUCTION

Ophiolites and metamorphic ophiolitic sole occur in Lesvos Island in the northeastern Aegean Sea. The ophiolitic rocks are separated in two main masses, both located in the southeastern part of the island. The western mass which is the larger in the area of Olympus Mt.-Polychnitos and the eastern (smaller one) in the Amali peninsula in the south of Mytilene town (fig.1).

The ophiolites of the two masses are thrust on a metamorphic sole and both of them are structurally emplaced onto the Permo-Triassic rocks.

Lesvos' Permo-Triassic rocks probably represent a continental margin, although there is still much argument regarding its origin. The origin and emplacement of Lesvos' ophiolites also remains uncertain and there is a doubt whether they belong to IRO or ERO ophiolitic suture of Greece, since Lesvos is an island and its connection to the geotectonic zones of Greek mainland is not observable.

In this paper we present new field data on the Tertiary kinematics of ophiolites and metamorphic sole of both the ophiolitic masses of Lesvos, based on the study of shear criteria and kinematic indicators.

2. GEOLOGICAL FRAMEWORK OF LESVOS ISLAND AND REMARKS ON THE OPHIOLITES AND THE METAMORPHIC SOLE

The geology of Lesvos comprises a basement composed by pre-alpine and alpine rocks, which is covered in its major part by post-alpine formations, mainly volcanic rocks of Miocene age. The basement is widely observable in the southeastern part of the island (fig.1).

According to the mapping of Hecht (1972,1974), Lesvos' basement is divided into the following three major units, which are in tectonic contact: the schists and marbles of Carboniferous age, the schists, phyllites and marbles of Carboniferous-Triassic age, and the ultramafic rocks.

A considerably revised map has been proposed by Katsikatos et al. (1986), including the following units. The autochthonous unit of Neopaleozoic to Triassic age, which consists of low-grade metamorphic rocks i.e.: mica schists, quartzites, calcitic schists, metasandstones and phyllites. A carbonate sequence, often more than 400m thick, occurs in the upper parts of this unit. Although the origin of this autochthonous unit still remains undocumented, it is considered as a probable remnant of the Cimmerian continent, belonging to the Pelagonian geotectonic zone (Mountrakis et al. 1983, Katsikatos et al. 1986, Papanikolaou 1999).

1. Department of Geology and Paleontology, School of Geology, University of Thessaloniki, GR-54006, Thessaloniki, Greece.

2. Natural History Museum of the Petrified Forest of Lesvos, Sigri, Lesvos.

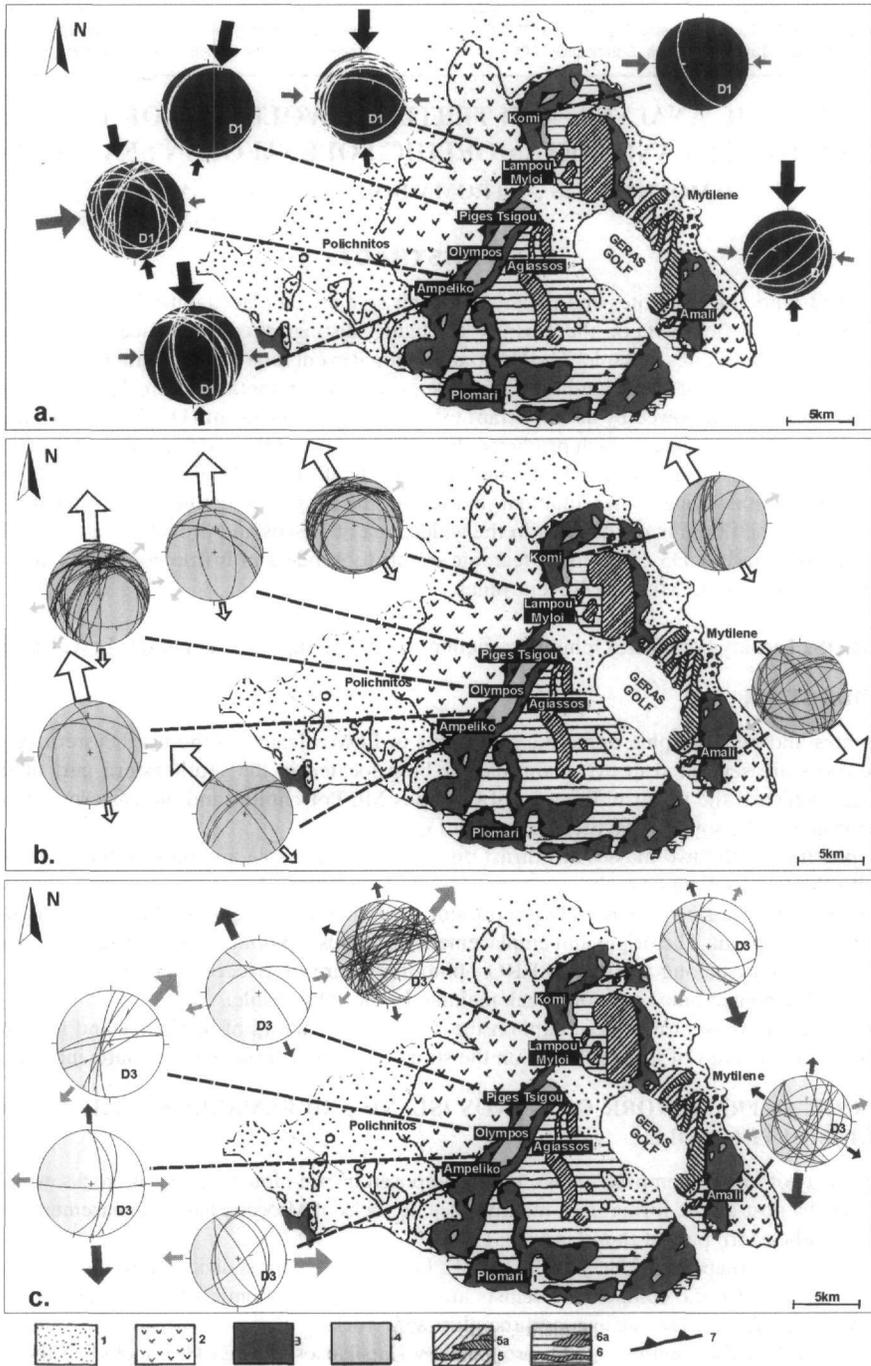


Fig. 1. Geological map of SE Lesvos (partly modified from Katsikatos et al. 1986). 1: Early Miocene volcanics and Neogene-Quaternary sediments, 2: ophiolitic mass, 3: metabasites and metasediments of the metamorphic sole, 4: Triassic carbonate rocks of the autochthonous unit, 5: Triassic schists and metasandstones of the autochthonous unit, 6: Neopaleozoic schists and metasandstones of the autochthonous unit, 5a-6a: intercalations of crystalline carbonate rocks of the autochthonous unit 7: tectonic contact. Diagrams of the main tectonic surfaces are plotted on the map, showing the directions of the stress-field for each tectonic event: a. D1 compressional event, b. D2 semi-ductile extensional event, c. D3 brittle extensional event.

The allochthonous units of Lesvos are two tectonic nappes: a. the volcanosedimentary nappe and b. the ophiolitic nappe. The first one consists of metabasites and metamorphic sedimentary rocks of Triassic age. The metasediments are crystalline limestones, mica and amphibolitic schists, conglomerates, metapelites, calcitic phyllites, thin-bedded crystalline limestones to calcitic schists, reddish meta-cherts. Small ophiolitic bodies are found inside this unit. According to Katsikatsos et al. (1986), the metabasites are dominant in the upper parts of the unit and they have been characterized as "prasinites", while large outcrops of crystalline carbonate rocks have been considered as olistholiths within the metabasites (fig. 2). Although the rocks of the volcanosedimentary unit have been affected by a low-grade metamorphism (pumpellyite-actinolite-chlorite zone), the presence of glaucophane is also referred for some parts of the unit (Katsikatsos et al. 1986). In addition some parts of the volcanosedimentary tectonic nappe in the area of Vatera and Amali peninsula have been described as ophiolitic melanges (Tsikouras et al. 1994, Serelis 1995).

The Lesvos ophiolites consist mainly of serpentinized peridotites and dunites. In the base of the ophiolitic nappe along its contact with the volcanosedimentary nappe, small outcrops of the amphibolites and amphibolitic schists have been described as the "lower group" of the ophiolites, representing the metamorphic basic rocks of the ophiolitic sequence (Katsikatsos et al. 1986). Later they have been characterized as parts of the metamorphic sole by Serelis and Gartzos 1994, Hatzipanagioutou and Pe-Piper (1995), Gartzos et al. (1995).

The initial emplacement of both allochthonous units onto the Permo-Triassic carbonate rocks of the ancient continental margin took place in the Jurassic times (Papanikolaou 1999). According to our field observations on the Lesvos ophiolites and volcanosedimentary rocks, taking into account previous works on the Pindos, Vourinos (NW Greece), Albania and Turkey ophiolites carried out by different scientific groups (Jones & Robertson 1991, Mountrakis et al. 1993a, 1993b, Dilek and Whitney 1997) and comparing their detailed descriptions of the typical metamorphic soles of the above mentioned ophiolitic masses with the Lesvos' rocks, we believe that both the allochthonous units of Lesvos represent remnants of an old oceanic crust. The amphibolites in the base of the ophiolites together with the meta-sediments and meta-volcanics of the "volcanosedimentary nappe" belong to the metamorphic sole and represent the old deep-sea sediments and the volcanic rocks associated to the ophiolitic sequence. Those sediments together with the upper parts of the ophiolitic rocks (basic rocks) entered in an intra-oceanic subduction zone, suffered a low-grade metamorphism and formed the metamorphic sole. The possible presence of glaucophane (Katsikatsos et al. 1986) might be evidence for a deeper dragging of the metamorphic sole inside the subduction zone as described for other metamorphic soles in similar cases (Dilek and Whitney 1997), but it is still under study. The large outcrops of the marbles inside the "volcanosedimentary nappe", are parts of the continental margin, together with the autochthonous unit of the basement, and they are in tectonic contact with the metasediments of the metamorphic sole (fig. 3).

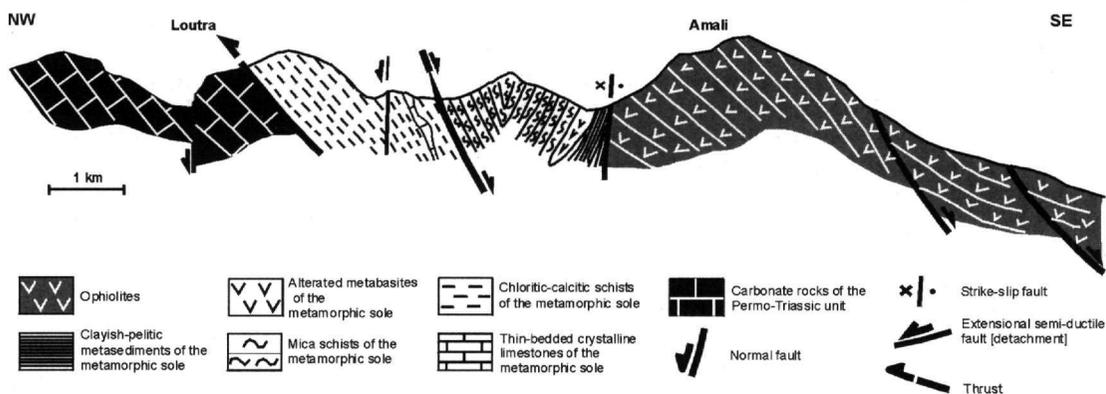


Fig. 2. Schematic geological cross section in the area of Amali peninsula, showing the tectonic emplacement of the ophiolitic nappe and metamorphic sole onto the carbonate rocks of the autochthonous unit.

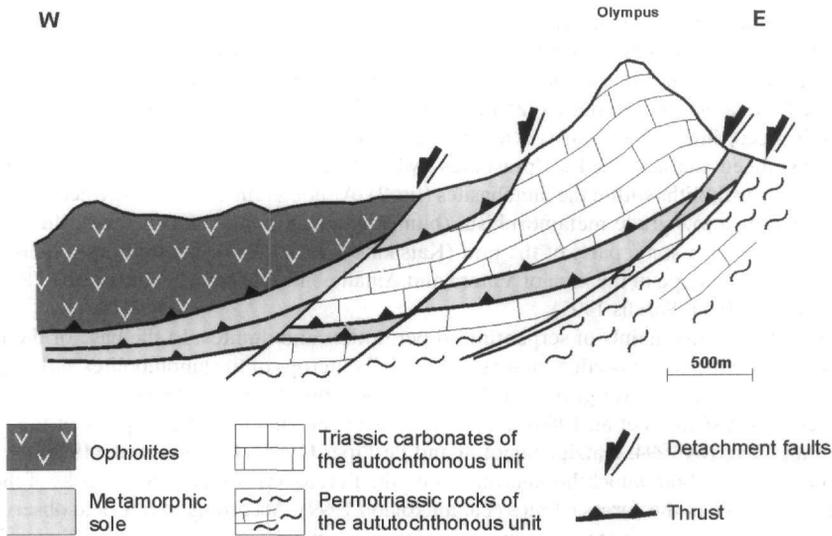


Fig. 3. Schematic geological cross section in the area of Olympos Mt., showing the tectonic emplacement of the ophiolitic nappe and the metamorphic sole nappe onto the Triassic carbonate rocks of the autochthonous unit.

3. GEOMETRY AND KINEMATIC ANALYSIS OF THE STRUCTURES

The initial Mesozoic emplacement of the ophiolites and metamorphic sole onto the continental margin in Lesvos is hardly recognizable, due to the influence of the subsequent tectonic events. Thus, our investigation focused mainly on the Tertiary deformations and kinematics, in order to reconstruct the tectonic evolution of Lesvos' basement during Tertiary times.

Tectonic features of the ophiolites and the metamorphic sole, particularly microstructures, shear criteria and kinematic indicators used in the kinematic analysis in order to understand the sense of movement during the Tertiary tectonic events, which were distinguished in the field work. Quantitative analysis has also been used to evaluate our field observations, and the data were computed by the "Fault" software (Caputo 1989).

Three tectonic events, subsequent of the initial emplacement of the ophiolites onto the continental margin, were distinguished after the kinematic analysis in both the ophiolites and metamorphic sole: a. a D1 compressional event, displayed by low-angle reverse faults and micro-folds, b. a D2 semi-ductile extensional event, indicated mainly by low-angle shear zones, c. a D3 brittle extensional event, displayed by high-angle normal faults.

The D1 compressional event is the first one observed in Lesvos ophiolites, since its tectonic features have later been influenced by the posterior extensional tectonics. Small scale folds in the metasediments of the metamorphic sole with NNW-SSE and NNE-SSW axes and small-scale low-angle reverse faults in both the ophiolites and sole, mainly trending ENE-WSW and dipping 15°-25° towards NNW or SSE are the main features of this compressional event in ductile to semi-ductile conditions (fig. 5a, 5b). However some strike-slip faults with reverse component trending particularly NE-SW and minor trending NW-SE but with higher dip-angles, have also been observed.

The direction of the paleostress field during the first compressional event, determined from the statistic elaboration of the tectonic surfaces and lineations, shows a relative dispersion. A N-S direction of the compression is the dominant for the areas of Amali, Lampou Myloi, Piges Tsigou and Ampeliko (mainly in the rocks of the metamorphic sole, south of Ampeliko village). Kinematic indicators and shear criteria observed along the reverse faults, show the sense of movement mainly to the South. However, a secondary E-W direction of the compression with sense of shear to the East has also been determined, and it might be due to a subsequent local rotation of the material, or the compression field developed in two successive stages in different directions. Some of these structures could be inherited from the initial emplacement of the ophiolitic nappe, but there is no evidence for a possible connection with the tectonic features of the initial emplacement. The compressional structures are dominant in the area of Ampeliko, where they are very well preserved both in the ophiolitic rocks and the metamorphic sole. The secondary E-W compression is identified mainly in the ophiolitic rocks near their contact with the metamorphic sole, north of Ampeliko village (fig. 1a).

The most impressive structures in both Lesvos' ophiolites and metamorphic sole are major and minor extensional tectonic features, which are the result of an important D2 extensional tectonic event. Elongation of competent ultramafic bodies and asymmetric boudins are the most common minor extensional features in the ophiolites and the metasediments of the sole. A well defined stretching lineation in both serpentinites and metasediments, is also associated with the minor extensional shear features. All these fabrics indicate a semi-ductile deformation, common for the ophiolites and metamorphic sole, which took place after the previous compressional tectonic event, since the extensional structures clearly affected the thrust surfaces of the D1 event. The D2 event displays major shear zones, mainly of low-angle, typical detachment faults, on which the slipping of the ophiolitic mass took place during the stage of the rejection of the tectonic nappes after the thickening and uplift of the continental crust (fig. 5). The direction of the D2 extensional stress-field is almost N-S to NW-SE in all the areas of the Lesvos ophiolites and sole. In the western part of the ophiolites, that is in the areas of Lampou Myloi, Olympos, Ampeliko e.t.c., kinematic indicators observed in the shear microstructures show sense of movement to the N or NNW, while in the Eastern part the main movement is to the S. For this extensional semi-ductile event, a secondary NE-SW direction derived as well, which some times varies to ENE-WSW and possibly is due to a local rotation of the material, but it is still under investigation (fig. 1b).

The D3 tectonic event represents the Neotectonic regime in the North Aegean area, in clear brittle conditions, which caused high-angle normal faults affecting the older structures of both previous D1 and D2 tectonic events. Typical pictures of small-scale, steeply dipping, normal faults, cutting the very low-angle shear zones of the D2 semi-ductile detachments, are clearly observed in the areas of Lampou Myloi, Olympos and Amali (fig. 5d). Additionally, some very important normal faults of the D3 event in kilometric scale, created the recent morphology of Lesvos Island, producing high depressions and grabens. The direction of this extensional stress-field, appears in the paleostress analysis with a great dispersion (fig. 1c), because the D3 extensional tectonic event probably reflects the three neotectonic brittle phases, which has been determined for the wider North Aegean area, having different directions (Mercier et al. 1989, Pavlides et al. 1990, Dotsika et al. 1995). According to these references, the first neotectonic phase occurred in Late Miocene and caused E-W to ENE-WSW trending strike-slip faults, the second one produced NW-SE trending normal faults, as well as NNE-SSW trending strike-slip faults during Pliocene, and the last one occurred in a N-S direction, produced E-W trending normal faults and reactivated pre-existing structures.

4. CONCLUSIONS FOR THE TECTONIC EVENTS AND TECTONIC EVOLUTION OF THE LESVOS OPHIOLITES AND RELATED UNITS

The relative dating of the three tectonic events, based on the influences between their structures, defined the above mentioned succession of the D1, D2, D3 tectonic process, which probably took place after the initial emplacement of the ophiolites and metamorphic sole onto the Permotriassic continental margin carbonates, because no relation of these tectonic features with the Jurassic emplacement process has been observed.

The last D3 extensional tectonic event, representing the neotectonic regime in Late Miocene-Recent times, has already been defined by Mercier et al. (1989). Since the structures of the compressional D1 event and the extensional D2 event have not affected the Early Miocene volcanic rocks of Lesvos Island, they might took place in pre-Miocene times. Taking into account analogous tectonic studies in the Vourinos, Pindos and Albania ophiolites (Mountrakis et al. 1993a, b), as well as in other areas of Northern Greece (Kilias and Mountrakis 1998, Kilias et al. 1999), suggesting similar tectonic features and succession, we believe that the D1 compressional event took place in the Tertiary (Late Eocene to Early Oligocene), and the D2 extensional event in Oligocene-Early Miocene times.

The D1 compressional tectonic event led to the forming of several thrusts and nappes, and their stacking over the continental margin. This D1 event was also responsible for the tectonic capture of the carbonate rocks inside the formations of the metamorphic sole during the compressional process (fig. 4b).

The thickening of the crust after the D1 compressional event, was followed by an important extensional tectonic event (D2) in semi-ductile conditions, which produced the uplift process of the orogen and the lateral rejection of the tectonic nappes through large extensional semi-ductile normal faults of low-angle (detachment faults), which caused the revealing of the underneath rocks and led to the exhumation of the underlying continental margin in the form of a tectonic window. This extensional tectonic event led to the thinning of the crust in the wider area of Lesvos and was probably associated to the start of the Early Miocene volcanic activity (fig. 4c).

During the recent neotectonic activity in Late Miocene-Quaternary times (neotectonic phases grouped in D3 event), brittle high-angle normal faults cut and depressed the central part of the autochthonous unit of the basement, forming the tectonic graben of the Geras Golf (fig. 4d).

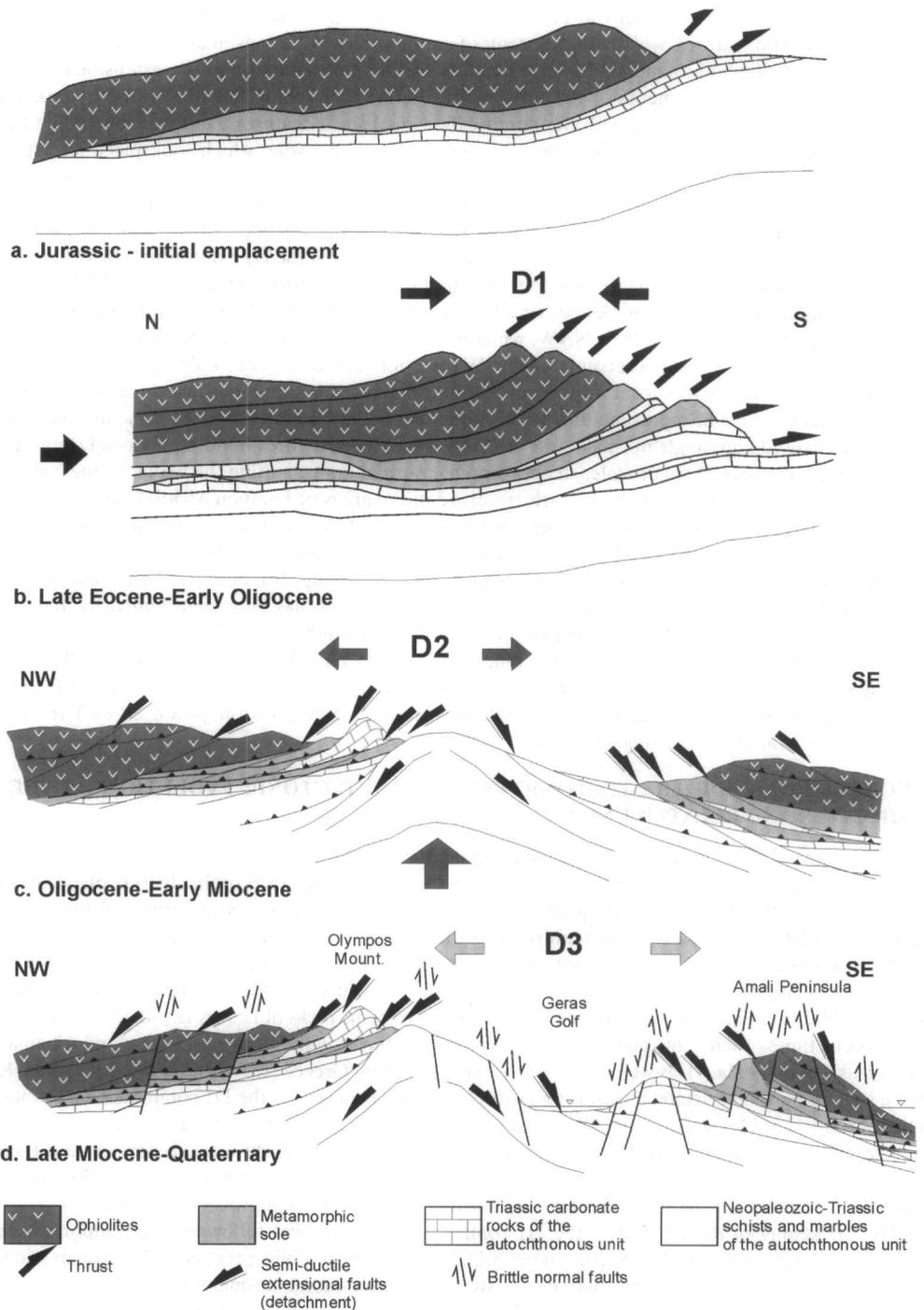


Fig. 4. Schematic tectonic evolution of Lesvos basement, subsequent of the initial emplacement of the ophiolitic and metamorphic sole nappes: a. initial emplacement of the ophiolites and metamorphic sole during Jurassic, b. Late Eocene-Early Oligocene D1 compressional event causing the stacking of the thrust sheets, c. Oligocene-Early Miocene D2 semi-ductile extensional event causing the uplift and orogenic collapse, d. D3 brittle extensional event, causing the neotectonic grabens.

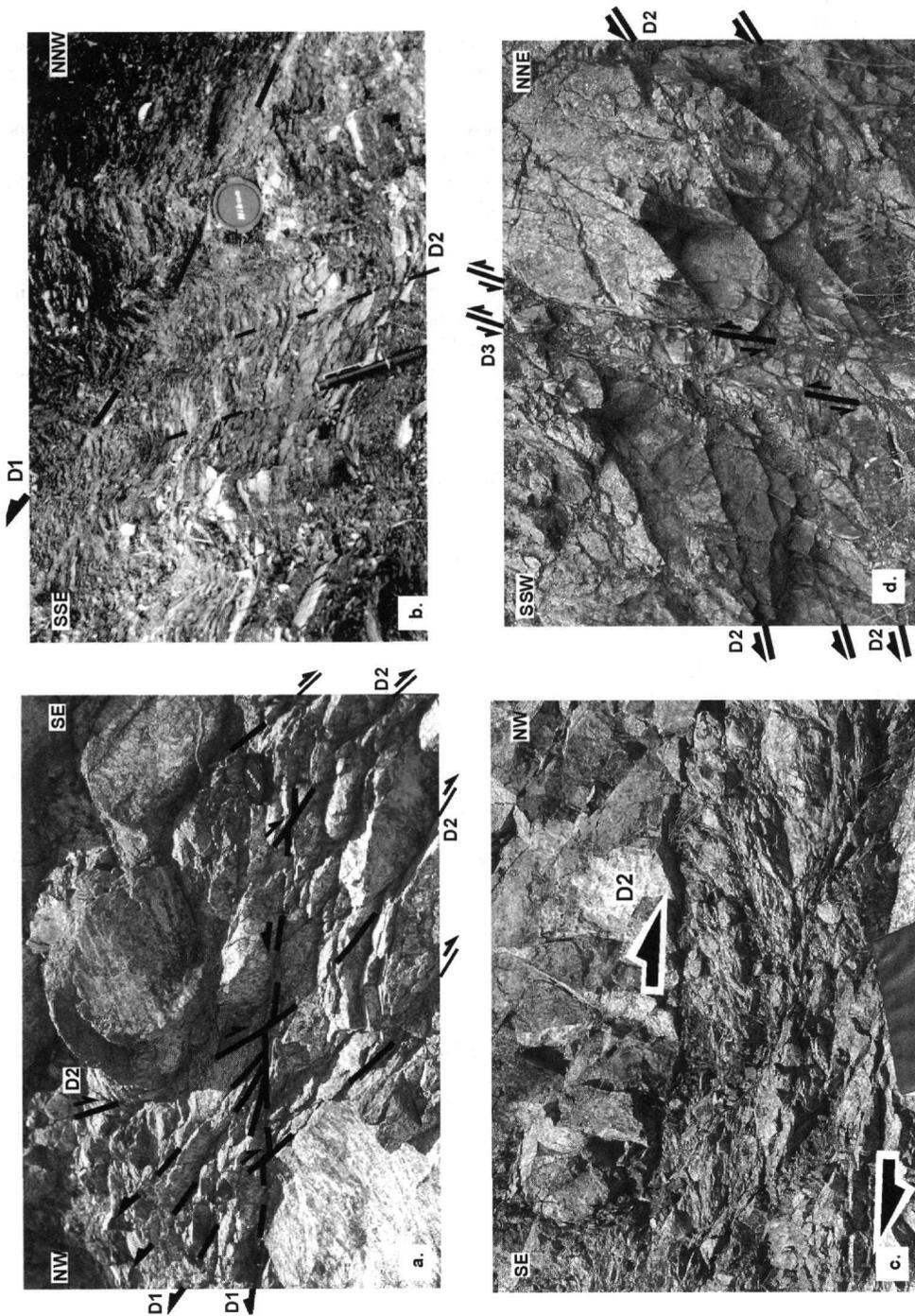


Fig. 5 a. Low-angle faults of the D2 event affecting the previous D1 compressional structures in ophiolites in the area of Amali, b. D2 extensional structures affecting the older thrust and microfolds of D1 compressional event in the metamorphic sole in the area of Agiasos, c. low-angle semi-ductile shear zone (detachment) of D2 event in ophiolites in the area of Olympos, d. D3 brittle normal faults affecting the D2 low-angle extensional surfaces in ophiolites in Amali area.

REFERENCES

- CAPUTO R. (1989). FAULT: a programme for structural analysis. University of Florence, Diskette and manual, 54 pp.
- DILEK Y. and WHITNEY D. (1997). Counterclockwise P-T-t trajectory from the metamorphic sole of a Neotethyan ophiolite (Turkey). *Tectonophysics*, vol.280, pp.295-310.
- DOTSIKA E., FYTIKAS M., MOUNTRAKIS D., PAPAGEORGIOU F. and ZOUROS N. (1995). Geothermal exploration in Mytilene area (Lesvos isl. Greece). *Proceedings of the World Geothermal Congress 1995*, vol.2, pp.989-994.
- GARTZOS E., SERELIS K. and MIGIROS G. (1992). Study of the Amphibolitic Rock Unit of Lesvos Island (Greece). *Annales Geologiques Des Pays Helleniques*, 1e Serie, T. XXXV, pp. 489-504.
- HATZIPANAGIOTOU K. and PE-PIPER G. (1995). Ophiolitic and sub-ophiolitic metamorphic rocks of the Vatera area, southern Lesvos (Greece): geochemistry and geochronology. *Ophioliti*, vol.20(1), pp.17-29.
- HECHT J. (1972). Geological map "Plomari-Mytilini" sheet, scale 1:50.000. I.G.M.E.
- HECHT (1974). Geological map "Polichnitos" sheet, scale 1:50.000. I.G.M.E.
- JONES G. and ROBERTSON A. (1991). Tectono-stratigraphy and evolution of the Mesozoic Pindos ophiolite and related units, northwestern Greece. *Journal of the Geological Society, London*, vol.148, pp.267-288.
- KATSIKATSOS G., MIGIROS G., TRIANTAPHYLLIS M. and METTOS A. (1986). Geological structure of the internal Hellenides (E. Thessaly - SW. Macedonia, Euboea-Attica-Northern Cyclades Islands and Lesvos). I.G.M.E. Geological and Geophysical Research, Sp.Issue, pp.191-212.
- KILIAS A., FALALAKIS G. and MOUNTRAKIS D. (1999). Cretaceous-Tertiary structures and kinematics of the Serbomacedonian metamorphic rocks and their relation to the exhumation of the Hellenic hinterland (Macedonia, Greece). *Int. Journ. Earth Sciences*, vol.88, pp.513-531.
- KILIAS A. and MOUNTRAKIS D. (1998). Tertiary extension of the Rhodope massif associated with granite emplacement (Northern Greece). *Acta Vulcanologica*, vol.10(2), pp.331-337.
- MERCIER J., SOREL D., VERGELY P. and SIMEAKIS K. (1989). Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic. *Basin Res.*, vol.2, pp.49-71.
- MOUNTRAKIS D., SAPOUNTZIS E., KILIAS A., ELEFThERIADIS G. and CHRISTIFIDES G. (1983). Paleogeographic conditions in the western Pelagonian margin in Greece during the initial rifting of the continental area. *Can. J. Earth Sci.*, vol.20, pp.1673-1681.
- MOUNTRAKIS D., KILIAS A. and ZOUROS N. (1993a). Kinematic analysis and Tertiary evolution of the Pindos-Vourinos ophiolites (Epirus-Western Macedonia, Greece). *Proc.6th congress, Bull.Geol.Soc.Greece*, vol.XXVIII/1, pp.111-124.
- MOUNTRAKIS D. SHALLO M., KILIAS A., VRANAI A., ZOUROS N. and MARTO A. (1993b). Post emplacement tectonics and kinematic analysis of the Albanian ophiolites. *Proc. 6th congress, Bull. Geol. Soc. Greece*, vol.XXVIII/1, pp. 137-150.
- PAPANIKOLAOU D. (1999). The Triassic ophiolites of Lesvos Island within the Cimmeride orogene event. EUG 10, Symposium D06: Inter-Relations between Palaeotethys and Neotethys in Europe and Asia, p.315.
- PAVLIDES S., MOUNTRAKIS D., KILIAS A. and TRANOS M. (1990). The role of strike-slip movements in the extensional area of the Northern Aegean (Greece). A case of transtensional tectonics. In: M.Boccaletti & A.Nur (Ed.) *Active and Recent Strike-slip Tectonics*, *Ann. Tectonicae*, vol.4(2), pp.196-211.
- SERELIS K. and GARTZOS E. (1994). The ultra-mafic rocks of Lesvos Island. *Bull. Geol. Soc. Greece*, vol.30/3, pp.113-124.
- SERELIS K. (1995). Investigation of the ophiolites of Lesvos Island. Ph.D Thesis, Agricultural Univ. Athens, 241 pp.
- TSIKOURAS B., BELTAS P. and HATZIPANAGIOTOU K. (1994). Petrography and geochemistry of basaltic rocks from the Vatera ophiolitic melange (S.Lesvos, N.Aegean). *Bull. Geol. Soc. Greece*, vol.30/3, pp.103-112.

STRESS CONTROL OF FRICTIONAL HANGINGWALL ACCOMMODATION ABOVE THRUST RAMPS

G. MULUGETA¹, D. SOKOUTIS² AND M. BONINI³

ABSTRACT

Experimental models are used to study the stress control of frictional hangingwall accommodation above rigid flat-ramp-flat footwalls. Hangingwall accommodation involves shear or kink-band nucleation above the lower fault bend and migration of these as the hangingwalls climb over the underthrusting footwall. The kink-bands change shape and localise to thrusts as they migrate over the flat-ramp-flat footwall. When the shear stress to gravity stress ratio is low the thrusts reactivate to normal faults. With increase in the shear stress to gravity stress ratio reactivation of the kink bands was by tensile failure, at the upper fault bend. The models show that by changing the strength of materials deforming under otherwise similar conditions it is possible to study the geometry of frictional hangingwall accommodation, at different scales. In nature, hangingwall accommodation by thrust nucleation above thrust ramps and their subsequent normal reactivation may be anticipated in frictional sediments at shallow crustal levels, where temperatures and pressures are low.

KEY WORDS: stress control; frictional accommodation; thrust ramps.

1. INTRODUCTION

It is well-known that thrust faults with ramp-flat geometry can develop upon shortening of rheologically stratified multilayers. The flats commonly form along incompetent horizons while the ramps cut upsection in competent layers (Rich, 1934; Dahlstrom, 1970; Harris and Milici, 1977; Boyer and Elliott, 1982; Eisenstadt and De Paor, 1987, and others). However, the role of strength (involving both homogeneous and heterogeneous materials) in controlling the geometry of hangingwall accommodation is not well understood.

In this paper we investigate the role of strength in controlling the geometry of frictional hangingwall accommodation, above rigid footwalls. Previous experiments have investigated various aspects of the mechanics of frictional hangingwall accommodation. For example, Merle and Abidi, 1995 demonstrated the control on ramp accommodation of both friction along the ramp and erosion of the growing hangingwall. Bonini et al (2000) studied the role of ramp inclination angle in hangingwall accommodation. Here, we investigate experimentally the role of strength in frictional hangingwall accommodation. This is necessary because strength is a fundamental property at shallow crustal levels in the crust and can determine the style of ramp-flat thrust accommodation.

2. THE EXPERIMENTAL MODELS

Model materials deformation and scaling

The experiments were performed at the Hans Ramberg Tectonic Laboratory, Uppsala University. Passively layered dry sand were sedimented and shortened in a Plexiglas squeeze box with dimensions (9.5 x 7 x 1.4 cm) by pushing a rigid block with a frontal ramp angle of 30°, at a constant rate of 1.8 cm h⁻¹. In the experiments the rigid indenter, represents either a thrust footwall or a pre-existing basement fault. After deformation, models were sectioned and photographed to study the internal deformation.

1. Hans Ramberg Tectonic Laboratory, Institute of Earth Sciences, Uppsala University, Norbyvägen 18B, S-75236 Uppsala, Sweden

2. Aristotle University of Thessaloniki, School of Geology, Department of Geology and Physical Geography, GR-54006 Thessaloniki, Greece

3. CNR - Centro di Studio di Geologia dell'Appennino e delle Catene Perimediterranee, Analogue Modelling Laboratory, via G. La Pira 4, I-50121 Firenze, Italy

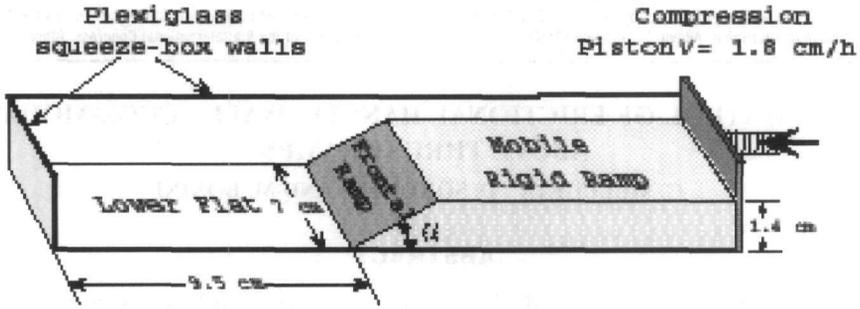


Figure 1. Model set up and definition of nomenclature used in the text. Arrow indicates the movement of the mobile rigid ramp.

The sand material used is intended to simulate the brittle behaviour of sedimentary rocks in nature (Byerlee, 1978) which exhibit Mohr-Coulomb material behaviour (eq.1).

$$\sigma_s = \mu \sigma_n + C \quad (1)$$

where, σ_s and σ_n are the shear and normal stresses on the fault plane respectively, $\mu = \tan f$ is the coefficient of internal friction, f the internal friction angle and C is cohesion. The cohesionless sand material consists of pure quartz sand with particle diameters less than 0.246 mm, a mean density ($\rho = 1300 \text{ kg/m}^3$), coefficient of internal friction ($\mu \approx 0.58$). To vary the strength the sand is made cohesive by impregnating with paraffin oil with cohesion $C \approx 200 \text{ Pa}$. As in nature, in all models the flat-ramp-flat footwall provided a surface of low frictional resistance.

Here we non-dimensionalise the Coulomb equation by dividing the shear stress with the gravity stress (eq.2)

$$\sigma_s / \rho g h = \mu + C / \rho g h \quad (2)$$

where; $\sigma_n \approx \rho g h$, ρ is density, g is the acceleration due to gravity and h is the thickness of the thrust sheet at the rear end.

Whereas, m has a small value in nature and experiments, in the range ($\mu \approx 0.6 \pm 0.2$), the cohesive strength of frictional sediments can be significant at shallow levels in the crust and can vary within a wide range. Thus eq.2 may be approximated as:

$$\sigma_s / \rho g h \approx C / \rho g h \quad (3)$$

Moreover, eq.2 can be used as a scaling parameter assuming that the cohesive strength to gravity stress ratios in models and nature remain invariant.

$$(C / \rho g h)_{\text{model}} = (C / \rho g h)_{\text{nature}}$$

$$h_m / h_n \sim C_m \rho_n / C_n \rho_m \quad (4)$$

Where subscripts m and n denote model and nature, respectively.

In the experiments we vary the cohesive strength of frictional materials to model different hangingwall accommodation styles, at different scales.

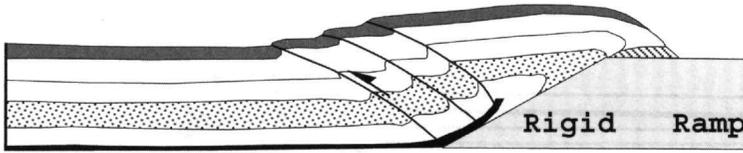
3. EXPERIMENTAL RESULTS

Cohesionless sand

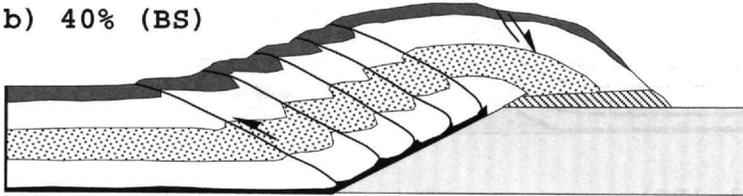
In models using cohesionless sand $C / \rho g h < 1$, and at low values of bulk shortening, the model exhibits a flat-topped ramp anticline in cross-section (Fig. 2a), which progressively becomes more rounded with convex-upwards geometry. In these models, the shortening is accommodated by nucleation of a series of kink-bands at the

lower fault bend (Fig.2). As the deformation continues, the earlier kink bands change shape, shear and localise to thrusts, as discussed previously by Mulugeta & Koyi (1992); while new ones nucleate serially at the lower fault bend. Similar structures were also reported in experiments performed by Colletta et al (1991), Merle and Abidi (1995), and Bonini et al (2000).

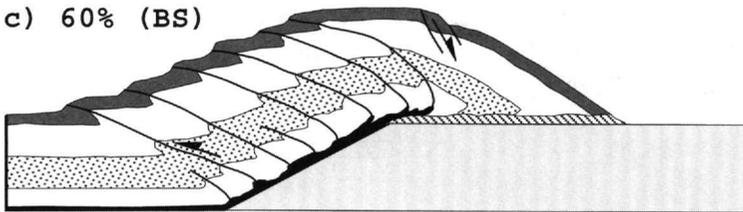
a) 20% bulk shortening (BS)



b) 40% (BS)



c) 60% (BS)



d) 80% (BS)

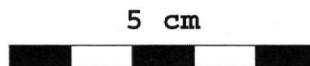
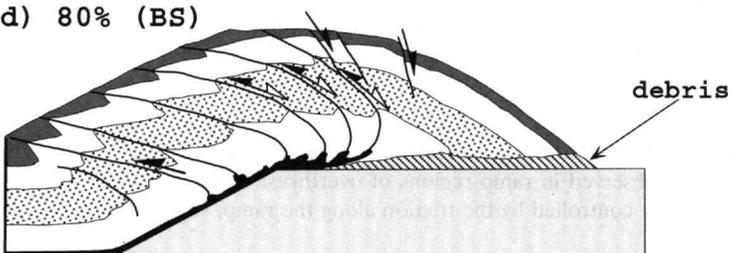


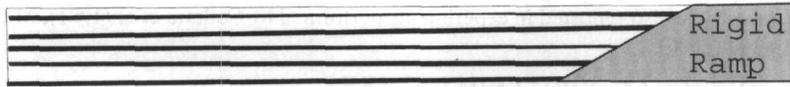
Figure 2. Cross-sections of experiments in cohesionless sand showing progressive frictional hangingwall accommodation.

Foreland-dipping normal faults start to appear at 40% BS (Fig.2c), partly reactivating older thrusts during extensional collapse of the hangingwall above the upper flat. The kink interlimb angles increase when the kinks or shear bands are re-utilised as normal faults (c.f. Mulugeta and Koyi, 1992).

Cohesive sand

By comparison, with increase in the cohesive strength to gravity stress ratio ($C/\rho gh \approx 2$, Fig.3), a single shear band nucleates above the lower fault bend. This is then transported passively up the ramp until it reaches the upper fault bend where it becomes reactivated by tensile failure (Fig.3, c&d).

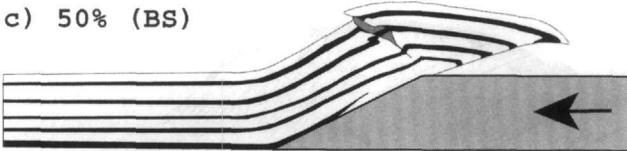
a) 0% bulk shortening (BS)



b) 10% (BS)



c) 50% (BS)



d) 60% (BS)

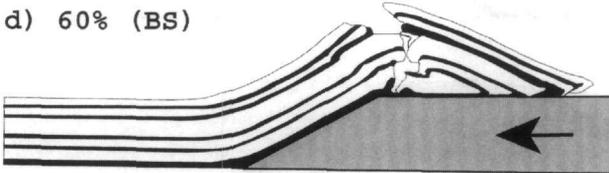


Figure 3. As in 2 but for cohesive sand showing extensional reactivation (at the upper fault bend) of a kink band which initially nucleated at the lower fault bend.

4. DISCUSSION

The style of frictional hangingwall accommodation in the experiments (e.g. Fig. 2) can be compared to the convex-upwards curved faults observed in ramp regions of overthrust faults, in nature (e.g. Serra 1977). This geometry is presumably strongly controlled by the friction along the ramp, strength as well as homogeneity of the hangingwall.

In the models, the mechanism of kink band migration is quite different than that suggested by some kinematic models (e.g. Suppe 1983). For example, in the kinematic model the synformal axis remains spatially fixed at the lower fault bend while the anticlinal axial surface migrates along the ramp until it reaches the top of the ramp where its position becomes fixed relative to the fault surface. By comparison, in the material models using cohesionless sand, both axial surfaces in a kink band migrate towards the upper flat and become curved (convex upwards) in the process. With increase in the shear strength to gravity stress ratio, for the same coefficient of basal sliding friction, the number of kink bands decrease and the reactivation of earlier kink bands (which nucleated at the lower fault bend) takes place by tensile failure at the upper fault bend (Fig. 3). Thus, the model results show that kink band nucleation, migration and reactivation in nature and experiments requires assessment of the stress control of frictional hangingwall accommodation, above fault bends. For example, Bonini et al 2000 have discussed the geometries of various natural cases of normally reactivated thrust faults developing in the hangingwalls of ramps.

5. CONCLUSIONS

Results of scaled sand models shortened over a rigid ramp/flat footwall suggest that extensional reactivation of early back thrusts may be different depending on the shear strength to gravity stress ratio. Thus, this dimensionless parameter needs to be taken into consideration in any analysis of ramp-flat thrust accommodation.

Acknowledgments- DS kindly acknowledges the financial support from the General Secretariat for Research and Technology in the frame of the program "EPET II, Metro 4.1, No.97EL-92" for Greek-speaking scientists abroad.

REFERENCES

- BONINI, M., SOKOUTIS, D., MULUGETA, G. KATRIVANOS, E. 2000. Modelling hanging wall accommodation above rigid thrust ramps. *Journal of structural geology* vol.22 no.8. 1165-1179.
- BOYER, S.E., ELLIOT, D. 1982. Thrust systems. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 66, 1196-1230.
- BYERLEE, J.D., 1978. Friction of rocks. *Pure Applied Geophysics* 116, 615-626.
- COLLETTA, B., LETOUZEY, J., PINEDO, R., BALLARD, J.F., BALI, P., 1991. Computerized X-ray tomography analysis of sandbox models: Examples of thin-skinned thrust systems. *Geology* 19, 1063-1067.
- DAHLSTROM, C.D.A., 1970. Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Canadian Petroleum Geology Bulletin* 18, 332-406.
- EISENSTADT, G. DEPAOR, D.G. 1987. Alternative model of thrust sheet propagation. *Geology* 15, 630-633.
- HARRIS, L.D. & MILICI, R.D. 1977. Characteristics of thin-skinned style deformation in the southern Appalachians, and potential hydrocarbon traps. U.S. Geological Survey Professional Paper 1018.
- MERLE, O. & ABIDI, N. 1995. Approche expérimentale du fonctionnement des rampes émergentes. *Bulletin de la Société Géologique de France* 166, 439-450.
- MULUGETA, G. & KOYI, H. 1992. Episodic accretion and strain partitioning in a model sand wedge. *Tectonophysics* 202, 319-333.
- RICH, J.L. 1934. Mechanics of low-angle overthrust faulting illustrated by Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky and Tennessee. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 18, 1584-1596.
- SERRA, S. 1977. Styles of deformation in the ramp regions of overthrust faults. *Twenty-Ninth Annual Field Conference Wyoming Geological Association Guidebook*, pp. 487-498.
- SUPPE, J. 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science* 283, 684-721.

EVIDENCE FOR DETACHMENT FAULTING ON THE NE PARNASSOS MOUNTAIN FRONT (CENTRAL GREECE)

H.D. KRANIS¹ AND D.I.PAPANIKOLAOU²

ABSTRACT

The Mt Parnassos NE front (central-eastern mainland Greece) may owe its existence to the occurrence of a detachment fault, which is a re-used alpine overthrust surface. Neotectonic graben formation and segmented fault systems can be linked to this detachment fault, the reactivation of which could be attributed to the propagation of the dynamics of the Anatolian Block into the Aegean territory. The detachment kinematics is also confirmed through the use of a new kinematic indicator, formerly used only in metamorphic rocks.

ΣΥΝΟΨΗ

Το ΒΑ μέτωπο του όρους Παρνασσός μπορεί να οφείλεται στην παρουσία ενός μεγάλου ρήγματος αποκόλλησης, το οποίο αποτελεί μια επαναχρησιμοποιημένη αλπική επιφάνεια εώθησης. Η δημιουργία νεοτεκτονικών λεκανών και τμηματοποιημένων συστημάτων ρηγμάτων και ρηξιγενών ζωνών είναι δυνατό να συνδέεται με αυτό το ρήγμα αποκόλλησης, η δραστηριοποίηση του οποίου μπορεί να αποδοθεί στην προέλαση της δυναμικής της μικροπλάκας της Ανατολίας εντός του Αιγαιακού χώρου. Η κινηματική της αποκόλλησης προσδιορίζεται και με τη χρήση ενός νέου τύπου κινηματικού δείκτη, ο οποίος έως τώρα είχε χρησιμοποιηθεί μόνο σε μεταμορφωμένα πετρώματα.

KEYWORDS: neotectonics, detachment fault, layering fish, Central Greece, Parnassos
ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: νεοτεκτονική, αποκόλληση, Στερεά Ελλάδα, Παρνασσός

1. INTRODUCTION

The issue of the reuse of overthrust surfaces has been addressed by various researchers, usually in extending post-orogenic intra-plate environments. The role of pre-existing overthrusts is crucial, since they are suitable weakness planes that can potentially be reactivated under a new stress regime (e.g. D' Agostino et al., 1998).

Central-Eastern Mainland Greece (Sterea Hellas) is an elongated landstrip between two actively deforming marine areas (Gulfs of Korinthos and Evoia in the south and north, respectively (Fig. 1), undergoing mean NNE-SSW extension since the Upper Pliocene (Jackson and McKenzie, 1988; Jolivet et al., 1994, and others). The region between the two, sub-parallel to each other, gulfs is characterized by an alpine nappe-pile structure, overprinted by neotectonic features (i.e. 'horst-graben' successions). The lowermost –and relatively autochthonous –nappe is that of Pindos Unit (Fig. 1). The Parnassos Unit (PU), which occupies the greatest part of central-eastern mainland Greece (CEMG) is "wedged" between the (underlying) Pindos and the (overlying) Sub-Pelagonian Units.

The neotectonic configuration of CEMG has been thoroughly studied since the 1970s (e.g Philip, 1974; Lemeille, 1977) and rigorous investigation continued into the following two decades (Jackson and McKenzie, 1983; 1988; Rondogianni-Tsiambaou, 1984; Stewart and Hancock, 1988; Roberts and Jackson, 1991; Leeder and Jackson, 1993; Jackson, 1994; 1999; Poulimenos & Doutsos, 1996; Ganas, 1997 and others). The dominant neotectonic fabric includes WNW-ESE to E-W normal (or oblique-normal) segmented fault systems that exert significant influence on the relief, graben or half-graben formation and drainage. The results of these investigations, and in view of the recent advances in neotectonics, gave us the initiative to examine whether the observed neotectonic configuration is no more than the surficial expression of deeper, ongoing geodynamic processes, as already suggested by Jackson (1994).

1. Tectonic & Applied Geology Department, Faculty of Geology, University of Athens, GR-157-84, Athens, Greece. e-mail:hkranis@geol.uoa.gr

2. Dynamic, Tectonic & Applied Geology Department, Faculty of Geology, University of Athens, GR-157-84, Athens, Greece. e-mail:dpapan@geol.uoa.gr

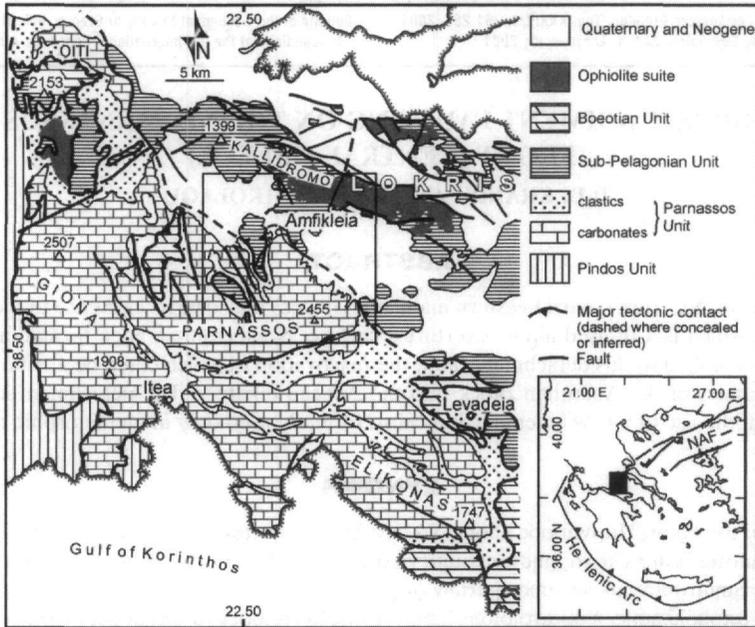


Fig. 1. Summary geological map of Central-eastern mainland Greece. Modified from Richter et al. (1996), with additions from Celet (1962, 1979) and Kranis (1999). Box indicates location of Fig 2. NAF: North Anatolian Fault.

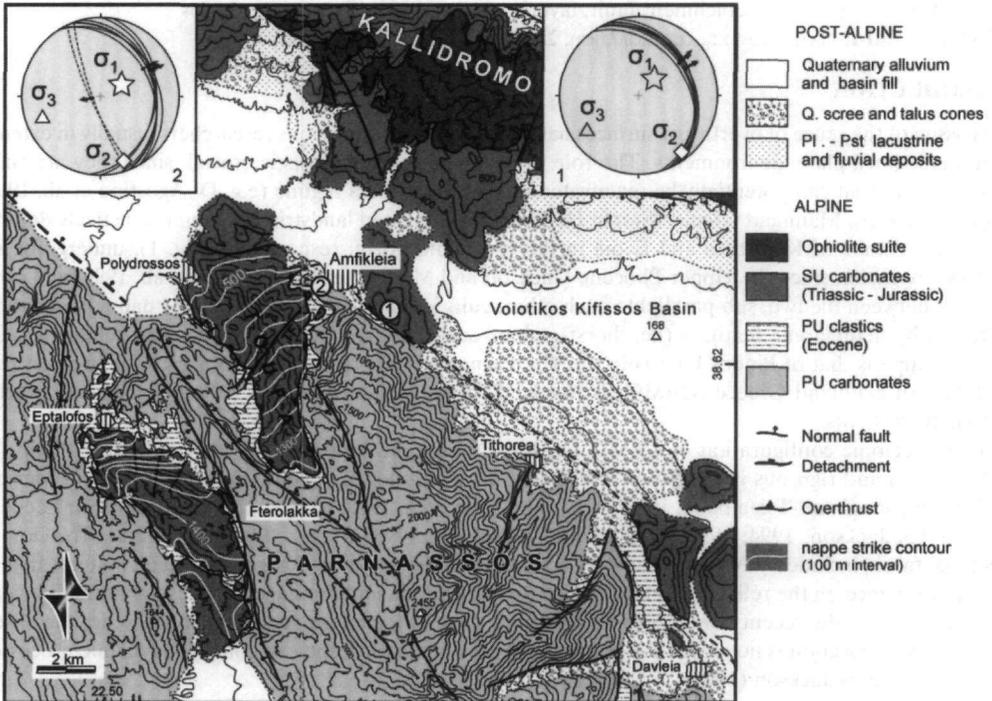


Fig. 2. Tectonic map of Mt Parnassos and environs. Insets 1 & 2 are stereo-plots (equal area, 1. hemisphere) of tectonic data (shear planes) from Dadi hill and Dadi monastery, respectively. Dashed great circles in projection 2 are hangingwall antithetic faults. SU: Sub-Pelagonian Unit; PU: Parnassos Unit.

In this paper we shall try to show that a detachment fault may exist, in the form of a re-used alpine surface. We shall first give a brief outline of the alpine (and post-alpine) regional geological and tectonic setting; we shall then focus on the locations that provided data to support the notion of the reactivation of an alpine structure. Finally, the implications of this will be discussed, and an attempt will be made to link them with the existing active tectonic models.

2. GEOLOGY – TECTONICS

The alpine nappe sequence in central-eastern Mainland Greece (Sterea Hellas) comprises a relatively autochthonous unit (Parnassos Unit –PU) and relatively allochthonous one, the Sub-Pelagonian Unit –SU). PU is a 1500-2000 m thick neretic carbonate sequence (U. Triassic – Paleocene), terminating with a typical clastic sequence (flysch) at the Paleocene. SU comprises an U. Triassic – M. Jurassic carbonate platform that evolves into a M-L. Jurassic clastic sequence followed by U. Cretaceous carbonate sedimentation and flysch deposition in the Danian.

Mt Parnassos is built mostly of its namesake PU, while Mt Kallidromo consists of SU rocks and a tectonically emplaced ophiolitic suite. Relics/klippen of the SU are found within the Parnassos mountainous mass. One of them is the Polydrosso outcrop that extends from west of Amfikleia to Fterolakka, and another is the Eptalofos klippe, a few km SW of the former (Figs. 1, 2). The tectonic positioning of these exposures was described by Richter et al. (1994, 1996) as nappe-graben ('Deckengraben'), indicating that they are now found within graben that have developed in the Parnassos mass soon after nappe emplacement ('tardi-tectonique' stage).

In Lokris, the trace of the surface that separates these two units marks the foot of the Mt Parnassos northern front, an impressive physiogeographic feature more than 2400 m high. The trace is found at the eastern edge of the mountain, close to Davleia (Fig. 2). Towards the NW, it is buried under the scree and talus cones at the NE front of the mountain, to emerge again a few km east of Amfikleia (Dadi hill). It then enters the mountain and climbs to an altitude of 1500 m (Fterolakka). At this point it starts to descend, until it eventually reaches an altitude of ~450 m, close to Polydrosso. Further to the west it is buried under the quaternary fill of the Voiotikos Kifissos basin and is found again at the eastern front of Mt Oiti (Fig. 1).

The kinematics of this surface was examined in a series of artificial or natural sections, located at the north-western and northeastern parts of Mt Parnassos. In spite, however, of the sufficient number of sections, only a handful were suitable for data collection, either because of their orientation (usually strike-parallel) or condition (covered by debris).

3. AMFIKLEIA AND DADI HILL

A quarry exposure at Amfikleia (Location 1 in Fig. 2) gave us the possibility to study the kinematics of this surface and the associated shear zone. The quarry is located in a saddle that separates the main mountainous mass from a small hill (Dadi hill) east of Amfikleia. The trace of the surface runs next to the axis of the shoulder, somewhat offset towards the hill, whose maximum altitude is 565 m.

Dadi hill is built of whitish tectonized Triassic dolomites, which belong to the base of the Triassic-Jurassic carbonate platform of the SU, overlain by frequently dolomitized L.-M. Jurassic medium-bedded limestones. On the other hand, the outcrops at the foot of Mt Parnassos comprise Cretaceous – Eocene limestones, overlain by a thin (a few tens of m. at this location) zone of clastic deposits (pelites, sandstones and marls) that belong to the flysch of the PU. The local bedding is moderately dipping –30/030.

The quarry exposure revealed a well-defined tectonic surface, with a dip of 30-32°/060°, the hanging wall of which consists of the SU dolomites and the footwall of the PU flysch. The deformation fabric in the footwall clastic sediments displays alpine compressional characteristics overprinted by top-to-the northeast extensional structures and associated fabric. These features include (i) S-C fabric (Fig. 3), (ii) cm-scale σ -type porphyroclasts (Fig. 4) and (iii) a structure equivalent to the "foliation fish" (Fig. 3) (Hanmer, 1986; Davis & Reynolds, 1996, fig. 9.61) that develops within sheared metamorphic rocks; however, and since in this case the rocks are not metamorphosed, we can use the term "layering fish", a structure that carries the same kinematic significance attributed to its "metamorphic" counterpart. All the aforementioned indicate top-to northeast movement, post-dating the original compressional-type deformation, associated with Tertiary nappe emplacement. Small-scale fractures, located both on the hanging- and the footwall, were also found, a few cm over and under the main tectonic plane. These fractures are oblique to the main tectonic surface, with a NE-trend and dips of 32-35° NW. The striations on them are gently plunging (20-25° W) and characterize the fractures as oblique-normal.

4. POLYDROSSO

On the road connecting Amfikleia with Fterolakka there are several road cuts that expose the SU/PU tectonic contact, the footwall of which consists invariably of the PU clastics, while the hanging wall comprises SU carbonates of varying degrees of deformation, from moderately brecciated to pulverized limestones and dolomites. Along a 300-m long, straight road cut, the surface itself displays a sinuosity with a “wavelength” of 60-90 m, while gently dipping N to NNW; the estimated curvature axis is oriented roughly in this direction.

The surface is very well exposed close to Dadi monastery (Location 2 in Fig. 2). Its local dip and dip direction vary between 30/100 and 30/075, while striations on it have a gentle northeasterly plunge (average: 20/066). The incompetent footwall rocks are intensely deformed. Here we could observe extensional S-C fabric within the footwall clastics, just under the tectonic contact. Within the competent/brittle hangingwall rocks, a system of faults antithetic to the main tectonic contact has developed (Fig. 2)

Similar, but less well-preserved exposures can be seen all along the road that connects Amfikleia with Fterolakka, from 500 m. west of the town and for a few km to the south, up to an altitude of 800 m. Further to the south, and up to the highest point of the contact (1500 m) no visible signs of extensional deformation were observed along the tectonic contact.

Along the western part of Toufa, there are no exposures to help us clarify the kinematics of the SU/PU contact, as dense forest and debris-covered slopes have obliterated the few natural or man-made cuts. However, some few hundreds of m east of Ano Polydrosso, a large fault with an exposed 30-50 m.-high sub-vertical slickenside was found. This fault seems to be limited within the hanging wall only, with its continuation in the footwall being unlikely.

5. STRIKE-CONTOUR MAP

We constructed a strike-contour map for the base of the detachment (Fig. 2), a procedure that aided in the interpretation of the neotectonic behaviour of this surface and the SU/PU relationship. As shown in Fig.2, the

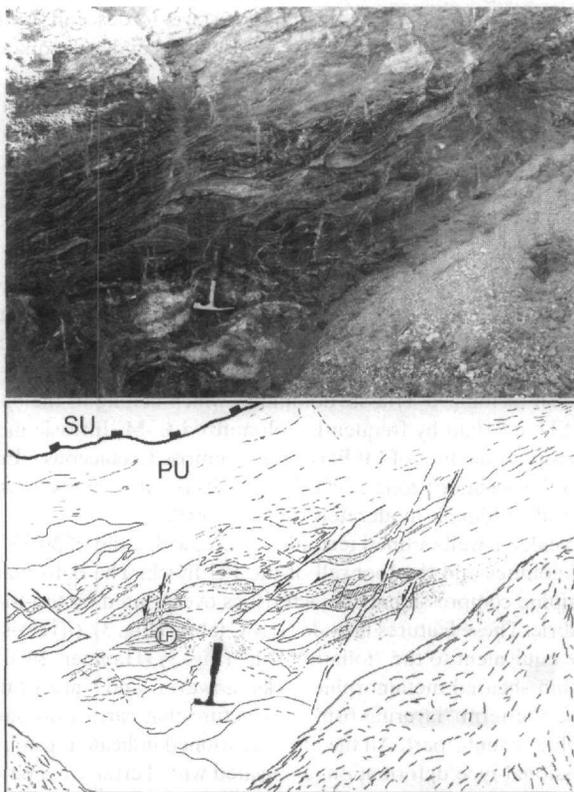


Fig. 3. Deformed footwall clastic sediments, just under the main detachment surface (top left). View to the SE. S-C shears overprint compressional-type features, as tight folds and associated minor thrusts, related to Tertiary nappe emplacement. Secondary/ antithetic C' have also developed (center left). Note “layering fish” (LF) to the left of hammer. View to E.

(basal plane of the) tectonic contact, which reaches a maximum altitude of +1500 m, dips NNW, until it gets buried under the quaternary cover of Voiotikos Kifissos Basin. The lower (northern) part of it seems slightly more deformed than the southern one, as it displays a gentle antiformal warping with a NNW-plunging axis (Fig. 2). On the other hand, its higher (southern) part shows a steady NNW-ward dip (approx. 9.7°), which locally increases at the southernmost edge of the outcrop (between 1400 and 1500 m). In this sense, the Polydrosso outcrop can be divided into two portions, separated by the Toufa fault, which was described in the previous section. However the Toufa fault (Fig. 2), does not seem to affect the base of the detachment, which is supported both by field observations and the strike-contour map (the contours are practically unaffected by the fault). Therefore, we believe it is not a neotectonic structure, as also seems to be the case of the faults located within the nearby Eptalofos klippe.

If we focus on the lower part of the Polydrosso exposure, we can see that the 500-m contour line could continue unbroken from Polydrosso to Dadi hill (and presumably further to the SE up to Davleia). The same could be true for the 600-m. and 700-m. (or even the 800-m.) contours, had the hangingwall not been eroded. This indicates that the Polydrosso outcrop (or at least the northern part of it) has not been separated from the Dadi exposure and, therefore, from the Kallidromo mass. On the contrary, the Eptalofos klippe has a different geometry (Fig. 2) and is clearly cut off from the SU mass.

6. CONSOLIDATION – DISCUSSION

It has been suggested that the northeastern face of Mt Parnassos is a large neotectonic normal fault, mostly on the basis of morphotectonic data (e.g. Ganas and White, 1996). While this is valid from the geomorphological point of view, it is rather precarious from the geological and tectonic viewpoint. Mt Parnassos is built of the

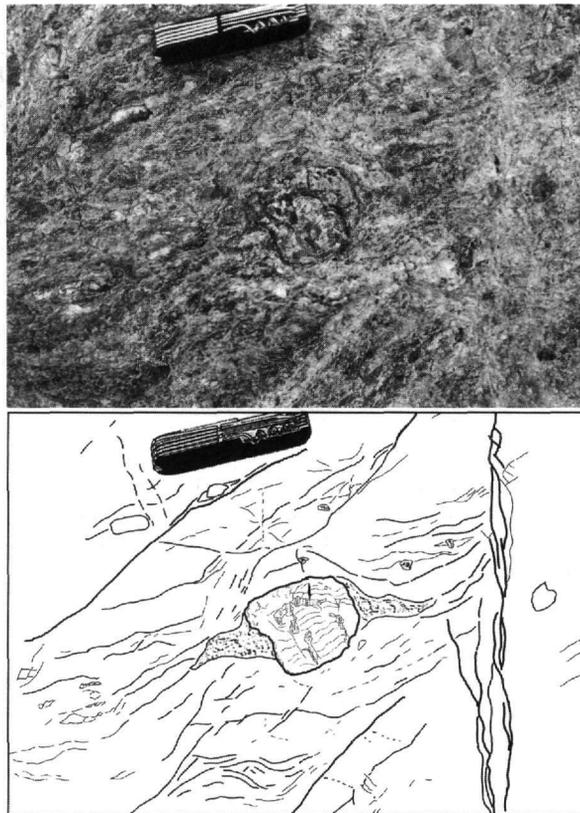


Fig. 4. Deformation fabric (S-C) within the footwall clastics of the PU, including cm- and mm-scale σ -type clasts (center and below swiss-army knife, respectively), all showing extensional (top-to northeast) deformation. View to SE. Note also vertical fault (strike-slip) at right of figure.

rocks that belong to the PU and reaches an altitude of 2455 m. The relatively allochthonous SU forms the basement of the adjacent basin of Voiotikos Kifissos and some outcrops of it emerge from the basin fill in the form of small hills, adjacent to the foot of the mountain front, with a maximum altitude of 565 m. Thus, the SU/PU boundary would be expected to be buried under the Voiotikos Kifissos Basin. Had this contact been cut by a range-bounding fault, one should have expected that the Polydrosso outcrop would have been cut off and uplifted, belonging now in the footwall of a large normal fault. However, the strike-contour map of Fig. 2 shows that this is not the case and the Polydrosso exposure has not been cut off from the main body of the SU mass, exposed on Mt Kallidromo (Figs. 1 and 2).

Besides, close inspection of the deformation structures along (and close to) the SU/PU tectonic contact show clear signs of extensional, top-to-northeast movement, expressed in the form of S-C fabric, sheared σ -type clasts and "layering fish" (Figs. 3, 4). Secondary, albeit important, structures, such as minor oblique extensional fractures and hangingwall antithetic faulting, support the aforementioned notion. Another observation that may corroborate this argument is that the mean slope of the Mt Parnassos NE front is $\sim 22\text{-}24^\circ$ (for the part between 300 and 1700 m), a value close to the dip of the detachment at its frontal part, on Dadi hill. We should also note the consistency in the orientation of the stress axes, as they were obtained using the Angelier's (1984) inversion method, in the two data stations (Fig.2).

The kinematic indicators, backed by the geomorphological observations, support the notion that the originally compressional-style surface (thrust) has been reactivated as a detachment fault. Such a notion was expressed by Jackson (1994), but no evidence of re-used thrusts was found then, while a similar perspective was given by Sorel (2000) for the Korinthos – Patra rift. The flysch in the footwall (PU) constitutes the appropriate mobile material that facilitates this retro-sliding, and the hanging-wall SU carbonates display various degrees of deformation. Within the former, S-C fabric and associated extensional structures have developed, while the latter host secondary, antithetic faults.

Having these in mind, it could be suggested that the SU slides towards the NE (on average), on its contact with the underlying PU. Most WNW-ESE neotectonic faults in Lokris could root into this detachment: the intense segmentation of these faults, with segment lengths rarely exceeding 8 km (Kranis, 1999), and the progressive increase in the dip of synthetic (NNE-dipping) faults as we move away from the Parnassos front and towards the Gulf of Evoia – in a similar fashion as the one presented by Sorel (2000) – suggest that the major graben-bounding faults could branch off an underlying detachment.

Here we need to stress the fact that the kinematics of the detachment, as evidenced by the Amfikleia quarry exposure, displays a sense of obliquity. In other words, the magnitude of sliding along the strike of the detachment (and at least for its frontal part) may not be uniform. Although no solid evidence has been found yet, it could be suggested that the finite sliding decreases towards the west. In this sense, the hangingwall slides under the influence of gravity and also rotates around a (sub)vertical axis. This could have resulted from the SW-ward propagation of dynamics of the Anatolian block (Fig. 1) into the Aegean region (Sengör, 1979; Mariolakos and Papanikolaou, 1987; Westaway, 1991; Jackson, 1994), which leads to counter-clockwise rotation of rigid to semi-rigid fault blocks in central-eastern Mainland Greece.

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank D. Mountrakis (Univ. of Thessaloniki) and T. Doutsos (Univ. of Patras) for their constructive reviews of the manuscript. Valuable comments and discussions in the field work were provided by Manolis Skourtsos and Sia Bakopoulou (Univ. of Athens); Dimitris Sakellariou (National Center for Marine Research) is also thanked for his useful comments on the structural analysis of the data.

REFERENCES

- ANGELIER, J. 1984, Tectonic analysis of fault-slip data sets: *Journal of Geophysical Research*, 89, no B7, p. 5835-5848.
- CELET, P., 1962, Contribution à l'étude géologique du Parnasse-Kiona et d' une partie des régions méridionales de la Grèce continentale: *Annales Géologiques des Pays Helléniques*, XIII, p. 1-446.
- CELET, P., 1979, Les bordures de la zone du Parnasse (Grèce). Évolution palaeogéographique au Mésozoïque et caractères structuraux, in *Proceedings II, VI Colloquium on the Geology of the Aegean Region*, Athens, p.725-740.
- D' AGOSTINO, N., CHAMOTZ-ROOKE, N., FUNICIELLO, R., JOLIVET, L., and SPERANZA, F., 1998, The role of pre-existing thrust faults and topography on the styles of extension in the Gran Sasso range (central Italy): *Tectonophysics*, v. 292, p. 229-254.
- DAVIS, G.H. and REYNOLDS, S.J., 1996, *Structural geology of rocks and regions*: New York, J. Wiley and Sons Inc., 776 p.
- GANAS, A., 1997, Fault segmentation and seismic hazard assessment in the Gulf of Evia rift, Central Greece. Unpubl. PhD Thesis, Univ. of Reading, 369 p.
- GANAS, A. and WHITE, K., 1996, Neotectonic fault segments and footwall geomorphology in Eastern Central Greece from Landsat TM data: *Geological Society of Greece Special Publication*, 6, p. 169-175.
- HANMER, S., 1986, Asymmetrical pull-aparts and foliation fish as kinematic indicators: *Journal of Structural Geology*, v. 2, no. 2, p. 111-122.
- JACKSON, J., 1994, Active tectonics of the Aegean region: *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 22, p. 239-271.
- JACKSON, J. and D. MCKENZIE, 1983, The geometrical evolution of normal fault systems, *Journal of Structural Geology*, 5, p. 471-482.
- JACKSON, J. and MCKENZIE, D., 1984, Rotational mechanisms of active deformation in Greece and Iran, in J.E. Dixon and A.H.F. Robertson eds., *The geological evolution of the eastern Mediterranean*, Geol. Soc. [London] Special Publication, 19, p. 743-754.
- JOLIVET, L., BRUN, J.P., GAUTIER, P., LALLEMANT S., and PATRIAT, M., 1994, 3-D kinematics of extension in the Aegean region from the early Miocene to the Present, insights from the ductile crust: *Bulletin Société Géologique de France*, v. 165, no. 3, p. 195-209.
- KRANIS, H.D., 1999, *Neotectonic activity of fault zones in Lokris, central-eastern mainland Greece* [PhD thesis]: Athens, University of Athens, 234 p.
- LEEDER, M.R. and JACKSON, J.A., 1993, The interaction between normal faulting and drainage in active extensional basins, with examples from the western United States and central Greece: *Basin Research*, 5, p. 79-102.
- LEMEILLE, F., 1977, *Études néotectoniques en Grèce Centrale Nord-orientale (Eubée Centrale, Attique, Beotie, Locride) et dans les Sporades du Nord (île de Skiros)* [These 3^{ème} degré]; Université Paris XI - Centre d' Orsay, 173 p.
- MARIOLAKOS, I., and PAPANIKOLAOU, D., 1987, Type of deformation and relationship between deformation and seismicity in the Hellenic arc: *Bulletin of the Geological Society of Greece*, XIX, p. 59-76 [in Greek]
- PHILIP, H., 1974, *Étude néotectonique des rivages égéens en Locride et Eubée nord-occidentale (Grèce)*, [Thèse de Docteur]: Académie de Montpellier, 86 p.
- POULIMENOS, D. & DOUTSOS, T., 1996, Barriers on seismogenic faults in central Greece. *Journal of Geodynamics*, 22, 119-135.
- RICHTER, D., MÜLLER, C., and RISCH, H., 1994, Die Flysch-Zonen Griechenlands IX. Der böotische Oberkreide-Flysch im nördlichen Parnass und im nordwestlichen Kallidromon-Gebirge (Griechenland): *Zeitschrift der geologischen Gesellschaft*, v. 145, p. 274-285.
- RICHTER, D., MÜLLER, C., MIHM, A. and RISCH, H., 1996, Die Flysch-Zonen Griechenlands XII. Das Böotikum und seine Flysche im Bereich des Iti - Parnass - Elikon Gebirges, des nordwestlichen Kallidromon Gebirges und des südwestlichen Othrys - Gebirges (Mittelgriechenland): *Neues Jahrbuch de Geologie und Paläontologie Abhandlung*, v. 201, no 3, p. 267-409.
- ROBERTS, S. and JACKSON, J., 1991, Active normal faulting in central Greece: an overview, in Roberts, A.M., Yielding G., and Freeman B., eds., *The Geometry of Normal Faults*: Geological Society [London] Special Publication, 56, p. 125-142.
- RONDOYIANNI - TSIAMBAOU, TH., 1984, Étude néotectonique des rivages occidentaux du canal d'Atalanti (Grèce centrale). [These 3^{ème} cycle]: Université de Paris Sud, Centre d'Orsay, 190 p.
- SENGÖR, A.M., 1979, The North Anatolian Transform fault: its age, offset and tectonic significance: *Journal of the Geological Society* [London], 136, p. 269-282.
- SOREL, D., 2000, A Pleistocene and still-active detachment fault and the origin of the Corinth-Patras rift, Greece: *Geology*, v. 28, 1, p. 83-86.
- WESTAWAY, R., 1991, Continental extension on sets of parallel faults: observational evidence and theoretical models, In Roberts, A.M., Yielding G., and Freeman B., eds., *The Geometry of Normal Faults*: Geological Society [London] Special Publication, 56, p. 143-169.

TECTONIC STRUCTURE AND VOLCANIC CENTRES AT THE EASTERN EDGE OF THE AEGEAN VOLCANIC ARC AROUND NISYROS ISLAND.

D. PAPANIKOLAOU¹ AND P.NOMIKOU²

ABSTRACT

The recent volcanic activity at the eastern edge of the Aegean Volcanic Arc is limited within a neotectonic graben structure which is developed in an E-W general direction between the alpine basement of Kos Island to the north and the alpine basement of Tilos Island to the south. In between the boundary faults of the neotectonic graben there is an extended volcanic area comprising several individual volcanic centers, which penetrate through the thick post-alpine sedimentary deposits of the graben.

KEY WORDS: Aegean Volcanic Arc, Nisyros, Volcanic Centres, Tectonic Structure.

1. INTRODUCTION

The Aegean Volcanic Arc is the result of the subduction of the Eastern Mediterranean lithosphere below the active Hellenic margin of the European plate. The Volcanic Arc follows in parallel position successively the development of the Hellenic Trench, the Peloponnese-Crete-Dodecanese Island Arc and the Cretan back-arc molassic basin. The major recent or active volcanoes along the Aegean Volcanic Arc occur from Soussaki-Methana-Aegina and Poros in the west, through Milos and Santorini in the center, up to Kos and Nisyros in the east (Papanikolaou, 1986)(Fig. 1a).

Submarine volcanoes should exist all along the volcanic arc, in between the Aegean volcanic islands, as this was first documented in the case of Paphsanias Submarine Volcano in Epidauros Basin within Western Saronikos Gulf (Pavlakis et al 1990) and later in the case of the submarine area around Nisyros Island (Nomikou & Papanikolaou, 1999, 2000).

The understanding of the tectonic structure of the Kos-Nisyros volcanic area requires data both from on-shore and offshore studies, combining classical geology and marine geology investigations. In this paper, some answers on questions such as, which is the tectonic structure and how many volcanic centres exist in the area, will be given.

2. MORPHOLOGY

The morphology of the area is given in Fig.1 based on a digital elevation model, which has incorporated both onshore data from the Geographical Military Service and offshore data obtained from oceanographic surveys, effected during 1997-1999. Additional morphological data of high accuracy, using two kind of multibeam system i) Sea Beam 1120, 20 KHz for depths >500m and ii) Sea Beam 1180, 180 KHz for depths <500m on R/V Aegaeo, have been obtained during 2000. A first set of these newly obtained data for the area around Nisyros are given on Fig.4 within the description of the volcanic centres.

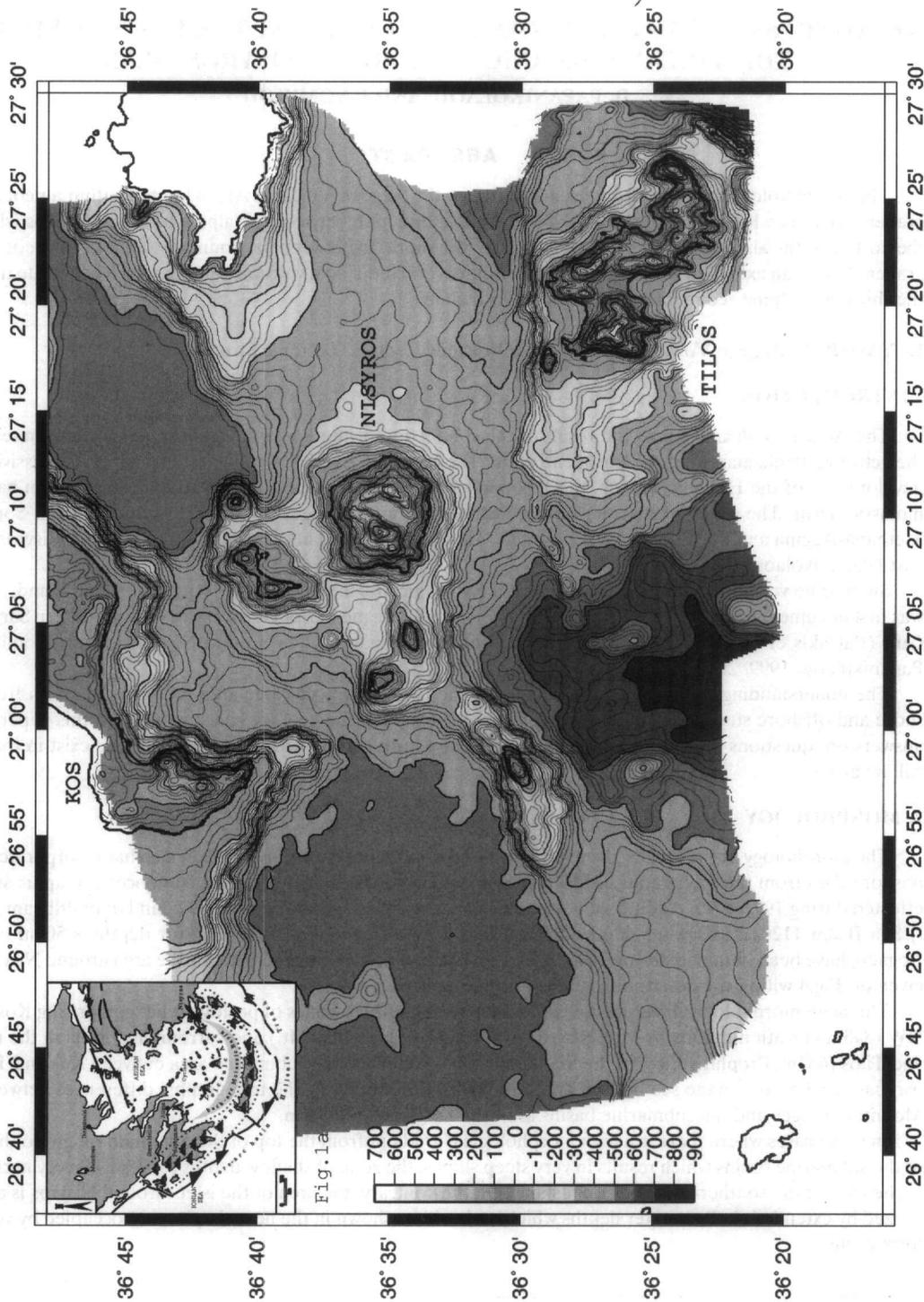
The main morphological features of the studied area are three zones of positive relief comprising Kos in the NW (843m elevation in Dikeos Mt), Nisyros (698m in Prophitis Ilias Mt.) and surrounding islets in the middle and Tilos (654m, Prophitis Ilias) in the SE. These zones subdivide the submarine area between Kos and Tilos in two basins with an average sea bottom depth of 600m. Consequently, the topographic differences between the Mountain ranges and the submarine basins are of the order of 1-1,5 Km.

In those cases where there is a high morphological gradient from the top of the mountain ranges to the edge of the submarine basins which results in very steep slopes, the zone of shallow depths (0-300m) is very narrow, as in the case of the southern coast of Kos Island. On the contrary, the area of the islets around Nisyros is characterized by extended shallow water depths which, as it will be shown in the next chapter, are occupied by volcanic formations.

1. University of Athens, Department of Dynamic, Tectonic & Applied Geology, Panepistimiopolis, 15784 Athens, Greece.

2. National Centre for Marine Research, Agios Kosmas, 16604, Greece.

Fig 1a: Simplified sketch map of the present day geodynamic structure of the Hellenic Arc showing the position of Nisyros Volcano.
 Fig 1: Digital elevation model of the Kos-Nisyros-Tilos area.



3. TECTONIC STRUCTURE

The geology of the area comprises: (i) alpine basement rocks, (ii) post-alpine sediments and (iii) Quaternary volcanic formations.

i) The Alpine basement rocks are cropping out on Kos Island and on Tilos Island in the south, each representing a neotectonic horst.

The alpine tectonic units of Kos comprise: (i) the metamorphic basement unit of Dikeos, which is of Paleozoic age (Desio 1931, Papanikolaou & Lekkas 1990, Papanikolaou & Nomikou 1999) and (ii) the upper non metamorphic nappes of Tripolis (Zia Unit), Pindos (Prof. Ilias Unit) and Eastern Kos Unit of the wild flysch. The alpine basement of Tilos belongs to the non metamorphic unit of Pindos (Desio 1931, Roussos 1978). From the neotectonic point of view it is important that the lowermost tectonic unit of the Paleozoic basement of Kos crops out at the top of Dikeos Mt. This fact implies that the northern marginal fault zone of Southern Kos, which separates the Kos neotectonic horst from the Eastern Kos submarine basin, is of the order of 3-3,5 Km (1,5 Km from the topographic difference plus 1,5-2,0 Km from the thickness of the upper non-metamorphic alpine units together with the thickness of the post-alpine sediments of the Eastern Kos Basin). On the contrary, the southern marginal fault of the area, separating Tilos Island from the submarine basins around Nisyros, has a smaller overall throw of the order of 1,5-2 Km.

In conclusion, the tectonic graben developed between Kos and Tilos comprises a thick sedimentary sequence together with volcanic formations of Quaternary age which have been subjected to an average subsidence of 2,5 Km.

The Kos tectonic horst to the north, is subdivided in three major neotectonic blocks (Fig.2). One uplifted block in the west, building up Kefalos peninsula, another relatively subsided graben in the middle, comprising the Antimachia platform and another uplifted neotectonic multiblock in the east, comprising the Dikeos Mt, where maximum elevation is observed and the Zipari and Kos neotectonic blocks which have suffered a stepwise relative subsidence to the north (Nomikou & Papanikolaou 1998).

ii) The Post alpine sedimentary formations which occur exclusively on Kos Island. They comprise formations of Miocene-Quaternary age, which built up exclusively the Antimachia neotectonic block. The presence of marine Pleistocene sediments all over the Antimachia platform indicates the timing of the uplift of this block above sea-level during middle-upper Pleistocene. This recent uplift formulated the present shape of Kos Island, unifying the two pre-existing islands of Kefalos in the west and Dikeos in the east.

iii) Quaternary volcanic formations mainly occur on Nisyros and surrounding islets. These volcanic formations are best exposed on Nisyros Island, where a first stratovolcanic cone was followed by a caldera formation and then by massive intrusive domes which built up the present-day Prophitis Ilias Mt. (Di Paola 1974, Papanikolaou et al. 1991).

On Kos Island there are volcanic rocks of Miocene and Pliocene age (Desio 1931) with outcrops amongst both alpine and post-alpine formations, followed by the Kefalos Middle Pleistocene volcanic sequence and finally by the vast extension (2/3 of Kos) of the Upper Pleistocene Kos Ingrimbrite (165 Ka) (Smith et al 1995, Allen et al 1999). The volcanic centre which yielded the Kos ingrimbrite is not known but it is estimated in the sea-bottom somewhere nearby Yali Island.

The above general structure of the tectonic graben between Kos and Tilos, with the massive volcanic intrusions in the middle of the graben around Nisyros, is shown on the tectonic profile from Kefalos to Tilos (Figure 2a). The oceanographic surveys provided a large number of lithoseismic profiles throughout Kos-Tilos marine area using single channel and multi channel air-gun system of 24 channel steamer with 2 air-guns of 1 litre. Two representative, for the overall neotectonic structure, lithoseismic profiles are given on Fig.3. The first profile at the eastern part of the area, starts from the southern slopes of the Dikeos Mt, showing the northern marginal fault zone and continues through the sediments and intercalated volcanics of the Eastern Kos Basin and the Eastern Nisyros Rise, up to the Tilos marginal fault zone in the south. The second profile at the western part of the area, starts from the southern marginal fault of Kefalos peninsula and continues throughout the volcano-sedimentary sequence of the western Kos basin, the Pachia Volcanic Dome, and the volcano-sedimentary sequence of the southern Nisyros Basin, up to the westward prolongation of the marginal fault zone of Tilos.

4.VOLCANIC CENTRES

Until recently only Nisyros and Yali were considered in the geological literature, as recent or active volcanoes at the eastern edge of Aegean Volcanic Arc. Our studies including studies both onshore and offshore concluded that after the Kefalos Volcano, which was activated before 0,5 Ma and the volcanic eruption which

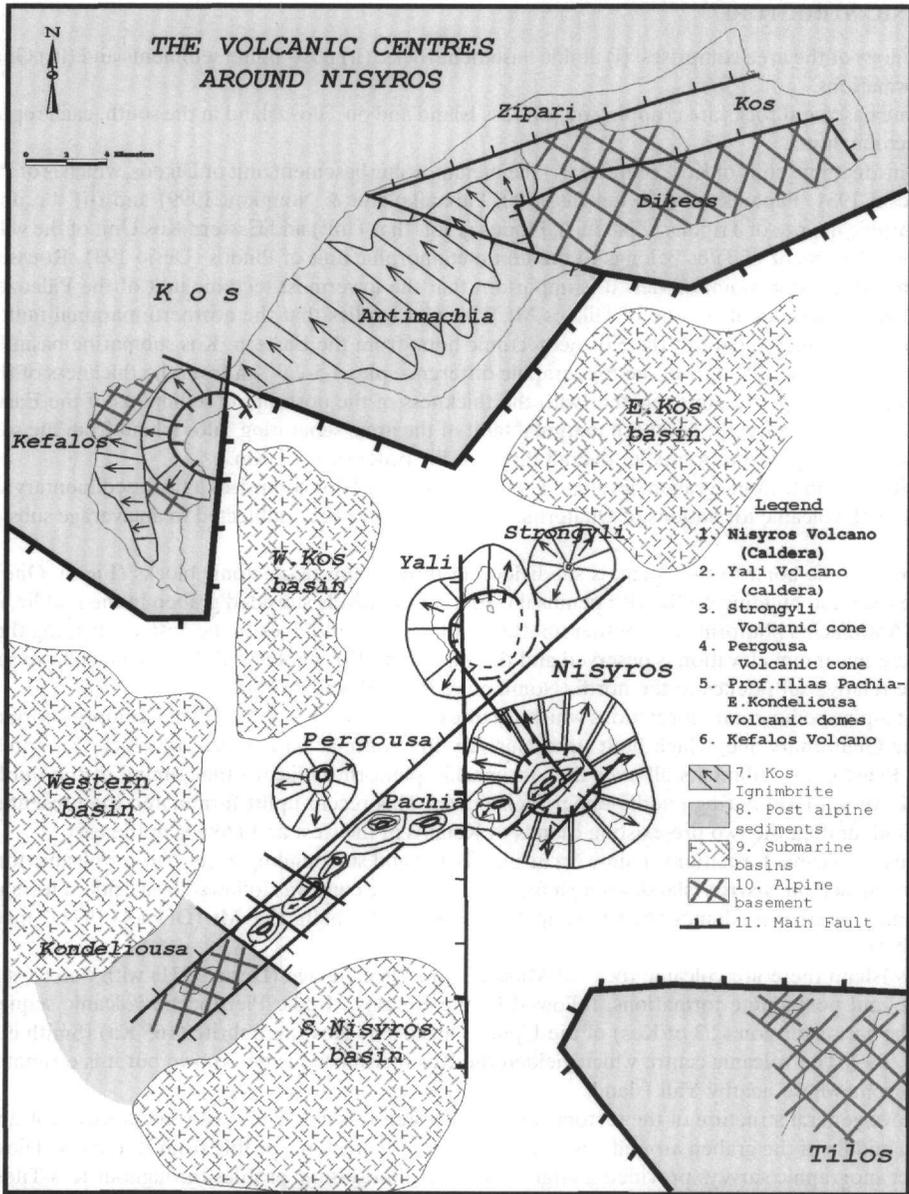


Fig 2: Schematic map of tectonic structure and the volcanic centres around Nisyros.

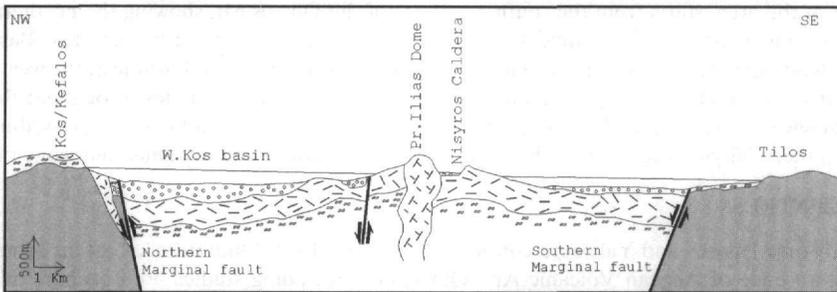


Fig 2a: Schematic tectonic profile through Kefalos-Nisyros-Tilos.

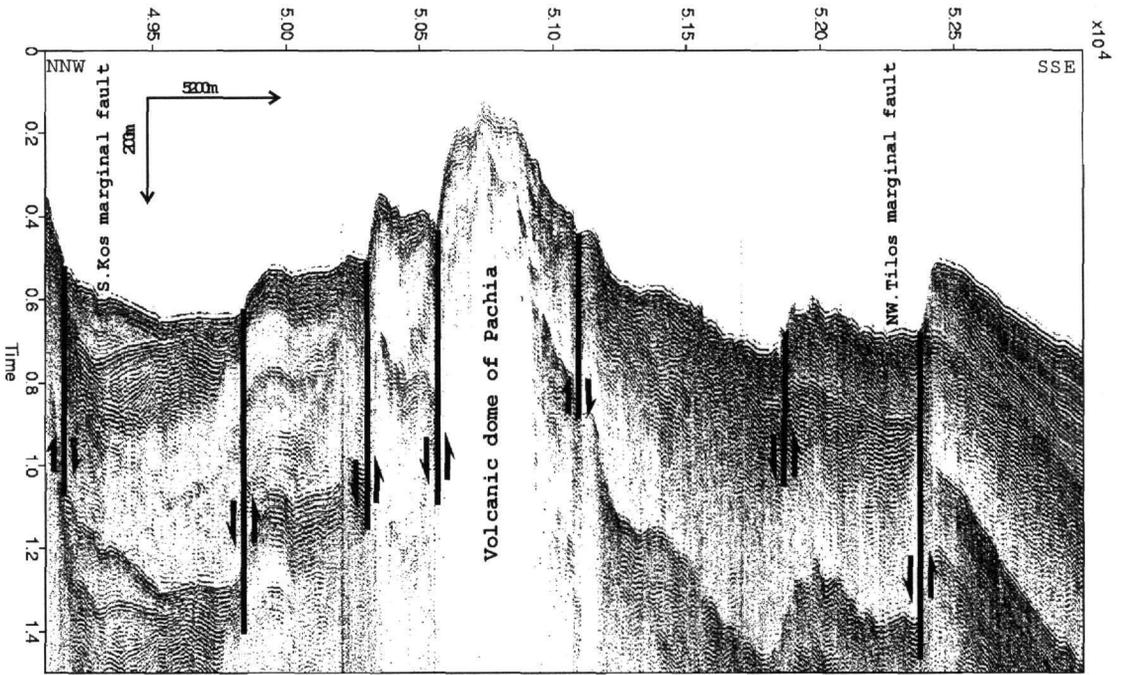


Fig 3a: Representative lithoseismic profile of the tectonic graben between Kos-Tilos through Pachia Volcanic Dome.

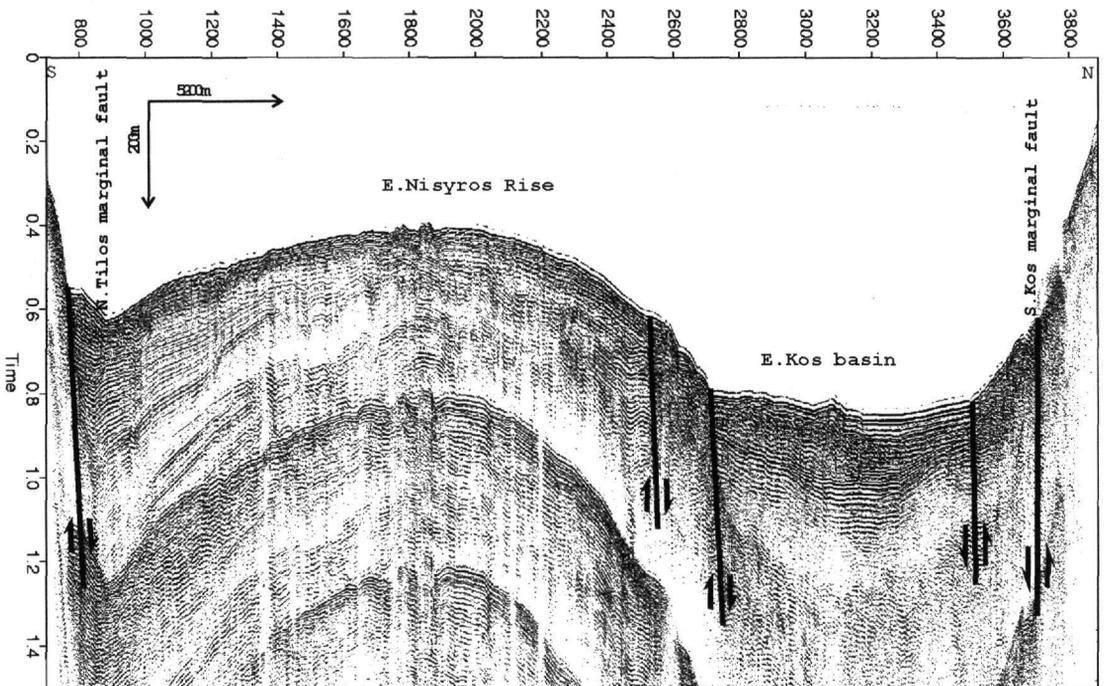


Fig 3b: Representative lithoseismic profile of the tectonic graben between Kos-Tilos through Eastern Nisyros Rise.

resulted in the deposition of the Kos ignimbrite before 0,165 Ma, the volcanism has been developed in the marine area around Nisyros with the formation of individual volcanic centres, each of them exhibiting a special geometry and evolutionary stage (Fig.2). These are:

- i) The Nisyros Volcano which was characterized by a stratovolcanic cone, whose eruption created the Nisyros caldera. The largest present-day phreatic crater of Stephanos occurs within the Nisyros caldera.
- ii) The Yali Volcano which exhibits a partly submerged caldera. The two parts of Yali are dislocated by a post-caldera N-S fault. The Western Yali is made of two successive pumice formations whereas the Eastern Yali is made of obsidian glass covered by a pumice formation (equivalent (?) to the upper pumice of Western Yali).
- iii) The Strongyli Volcanic Cone, which starts from -600m depth of the sea-bottom up to +120m of the top of the present day Strongyli Islet where a volcanic crater of 300m diameter is observed (pre-caldera stage).
- iv) The Pergousa Volcanic Cone, which is made of stratovolcano type formations with alternative lava flows and pumice layers (pre caldera stage).
- v) The Volcanic domes of Prophitis Ilias on Nisyros Island (post-caldera stage) and the similar volcanic domes of Pachia Islet and the submarine volcanic domes to the east of Kondeliousa Islet.

The overall morphology of the above volcanic centres around Nisyros is shown on a 3D view from SW on Fig. 4. This view is based on data obtained from multi-beam bathymetric survey during April 2000, combined with onshore hypsometric data.

A digital submarine picture showing a volcanic crater of 8-10m diameter and 3,5-4 m height at 240m depth from the northwestern slopes of Strongyli Volcanic Cone is given on Fig.5 This picture was taken during a dive with submersible THETIS of NCMR during April 2000.

5. CONCLUSIVE REMARKS

A number of volcanic centres has been described around Nisyros Island. All these volcanoes have been developed within a neotectonic graben formed by a subsidence of the order of 2,5 Km between the marginal fault zones of Southern Kos and Northern Tilos. The volcanic centres are built up from a base level of -600m, which is the level of the mean sea-bottom of the marine basins up to +700m summit of Prophitis Ilias on the top of the post-caldera volcanic dome of Nisyros Island. Thus, a volcanic relief of more than 1300 m has been produced by the geodynamic processes of Upper Pleistocene - Holocene. The different stage of volcanic development of each centre as pre-caldera volcanic cone, caldera or post-caldera domes implies the existence of a permanent mechanism of volcanic activity during the last 160 Ka and new possibilities for long-term prediction of volcanism in the area.



Fig 5: Digital submarine picture showing part of the volcanic crater (8-10m diameter and 3,5-4m height) at Strongyli Volcano at 240m depth.

REFERENCES

- ALLEN, S.R., STADLBAUER, E. & KELLER, J. 1999. Stratigraphy of the Kos Plateau Tuff: product rhyolitic eruption in the eastern Aegean, Greece. *Geol Rundsch* 88.
- DAVIS, E.N. 1967. Zur Geologie und Petrologie der Inseln Nisyros und Jail (Dodekanes). *Praktika Acad. Athens*, 42, 235-252.
- DESIO, A. 1931. Le isole italiane dell'Egeo. *Memr. Carta Geol. d'Italia*, 24.
- DI PAOLA, U. 1974. Volcanology and Petrology of Nisyros Island (Dodecanese, Greece). *Mem. Inst. Geol. Univ. Padova* 7.
- LAGIOS, E., CHAILAS, S., GIANNOPOULOS, I. & SOTIROPOULOS, P. 1998. Surveillance of Nisyros Volcano: Establishment and reasurement of G.P.S. and radon networks. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 32, 215-227.
- MARTELLI, A. 1917. Il gruppo erutiva di Nisiro nel mare Egeo. *Mem. Soc. Ital. Sc. detta dei XL, Serie 3a, T. XX*.
- NOMIKOU, P. & PAPANIKOLAOU, D. 1998. Morphotectonics of Kos Island, Dodekanese, Greece. 15th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, Vienna, August, Abstracts, 454.
- NOMIKOU, P. & PAPANIKOLAOU, D. 1999. Detection of submarine volcanoes in the Kos-Nisyros area. *Newsletter European Centre Prevention Forecasting Earthquakes*, No 3, 12-14.
- NOMIKOU, P. & PAPANIKOLAOU, D. 2000. Active geodynamics at Nisyros, the eastern edge of the aegean volcanic arc: emphasis on the submarine survey. *Proceedings of the 3rd Int. Conf. Geology East. Mediterranean*, Sept. 1998, 97-103.
- PAPANIKOLAOU, D. 1986. *The Geology of Greece*. 240 p, Athens.
- PAPANIKOLAOU, D., & LEKKAS, E. 1990. Miocene Tectonism in Kos, Dodekanese islands. *IIESCA*, Izmir 1990, Abstracts, 179-180.
- PAPANIKOLAOU, D., LEKKAS, E. with SAKELLARIOU, D. 1991. Geological structure and evolution of the volcano of Nisyros. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 25/1, 405-419.
- PAPANIKOLAOU, D. & NOMIKOU, P. 1999. The Palaeozoic of Kos: "A low grade metamorphic unit of the basement of the External Hellenides Terrane." *I.G.C.P. Project 276 Newsletter*, No 6, 155-166.
- PAVLAKIS, P., LYKOUSSIS, V., PAPANIKOLAOU, D. & CHRONIS, G. 1990. Discovery of a new submarine volcano in the western Saronic Gulf : The Paphsanias Volcano. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 24, 59-70.
- ROUSSOS, N. 1978. *Contribution a l'etude geologique de l'arc Egeen: l'ile de Tilos (Dodecanese, Grece)*. These, Universite Pierre et Marie Curie, Paris.
- SMITH, PE., YORK D., CHEN, Y. & EVENSEN, NM. 1995. The timing of an ancient Greek Paroxysm on the island of Kos: towards a more precise calibration of the Mediterranean deep-sea Record. *AGU 1995 Fall meeting*. EOS 76:44 F712.

NEOTECTONIC STRUCTURE OF THE LAKONIKOS GULF

D. PAPANIKOLAOU¹, C. METAXAS² AND G. CHRONIS³

ABSTRACT

Detailed single-channel seismic reflection survey has been carried out in the Lakonikos Gulf, Southern Peloponnese, aiming to a better understanding of the neotectonic structure of the Lakonikos Basin. Our survey showed that, contrary to the model of a simple N-S asymmetric graben previously considered, a tectonic horst occurs within the tectonic graben of Lakonikos. A subsidence of more than 1000m is produced by the N-S marginal faults, whereas, the N-S faults creating the central horst structure within the Lakonikos graben are high-angle reverse faults, which have uplifted the sea bottom together with the Pleistocene and Holocene sediments by about 100m. Several E-W vertical transcurrent faults, with strike-slip motion deform the N-S structures. The central tectonic horst structure is very recent as the observed deformation of the Upper Pleistocene and Holocene sediments indicated and a transtensional geodynamic regime is suggested.

KEY WORDS: seismic reflection survey, neotectonic structure, Lakonikos Gulf, Southern Peloponnese, Greece

1. INTRODUCTION

In contrast to the other segments of the Alpine Tethyan system, the Hellenic arc represents a segment where subduction of the African plate is still taking place. Latest Neogene extension and subsidence in the area of the Hellenic arc is expressed by the creation of several neotectonic basins. The geodynamic models proposed for the creation of these basins consider, in general, a tensional regime with the formation of tectonic grabens by normal faulting (McKenzie, 1978; Mercier, 1979). More complex geodynamic models have been also proposed including mega-shearing and torsion instead of pure tension (Mariolakoş & Papanikolaou, 1982,1987).

In 1987-1989 the University of Athens together with the National Center for Marine Research with financial support from the Earthquake Planning and Protection Organization carried out detailed marine seismic survey in the frame of the research project on the neotectonic structure of the Hellenic arc. Emphasis was given to the study of the submarine basins around the Central and Southern Peloponnese. A dense grid of single-channel reflection profiles was obtained using 10-40-inc³ air-gun source and 2-9 KJoules Sparker system (model SIG) on R/V Aegaeon. Positioning was achieved by using radar fixes every 5 minutes with precision ± 50 m. In addition, high-resolution echo sounder along the same profiles was used to enable the construction of precise bathymetric maps.

This detailed geophysical survey resulted in the distinction of the neotectonic structures of the Messiniakos (Papanikolaou et al, 1988a, 1988b, Pavlakis et al, 1989) and Argolikos (Papanikolaou et al, 1994) gulfs of the Southern Peloponnese. More recently some results on the Lakonikos (Papanikolaou et al, 1997) and Kyparrisiakos (Foundoulis et al, 2000) gulfs have been also presented. Present paper concerns the neotectonic structure of the Lakonikos gulf.

2. THE MORPHOLOGY OF THE LAKONIKOS GULF

The bathymetry of the gulf (Fig.1) shows an asymmetric basin elongated in the N-S direction with the axis of the basin running close to the eastern coastline. The asymmetry of the basin is marked by the difference in the slope morphology, which shows abrupt slopes along the eastern margin and more gentle slopes along the western margin of the gulf.

The morphology of the gulf bottom is rather complicated without a flat lying basal part but instead it shows a strongly deformed area of 10-15 km width with uplift in the central part of the gulf. This feature defines the difference in geomorphology of the Lakonikos Gulf in comparison with that of the adjacent Messiniakos and Argolokos gulfs (Fig. 2a, b, c). The uplifted area is bordered both to the east and to the west by narrow channels

1. University of Athens, Department of Dynamic, Tectonic & Applied Geology, Panepistimiopolis, 15784 Athens, Greece

2. Earthquake Planning and Protection Organization, Division of Seismotectonics, Xanthou 32, 15451 Athens, Greece

3. National Center on Marine Research, Institute of Oceanography, Ag. Kosmas Elliniko, 16604 Athens, Greece

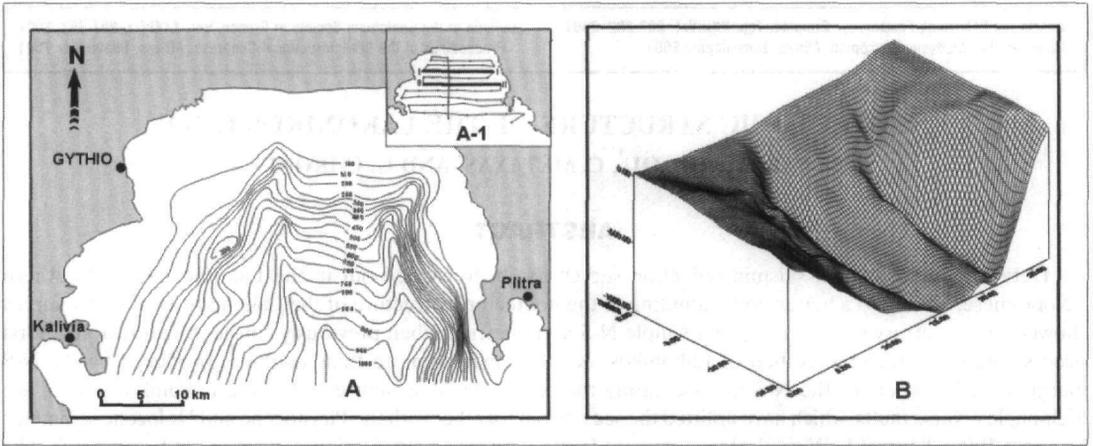


Fig. 1: Bathymetric map of the Lakonikos Gulf with contour interval 50 m (A) and the 3D bathymetric model of the gulf (B). Sketch map (A-1) shows the grid of the seismic reflection profiles within the gulf.

(2-3 km width) running in the N-S direction. The overall geomorphological structure is limited below the continental shelf area.

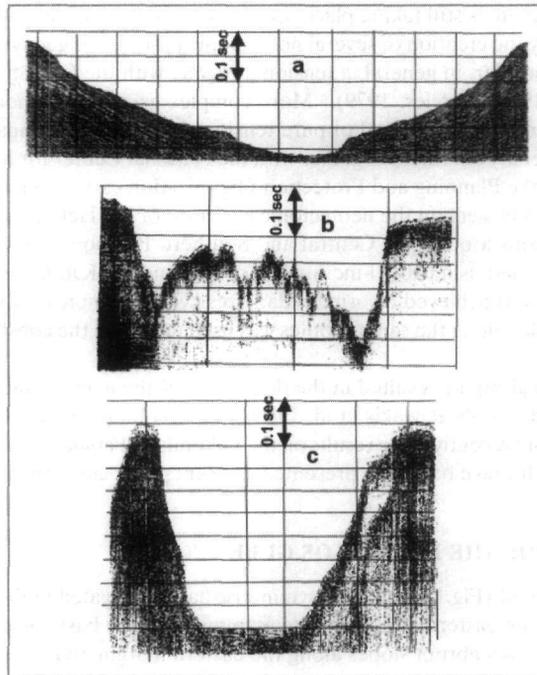


Fig. 2: Representative profiles of Messiniakos (a), Lakonikos (b) and Argolokos (c) gulfs showing their different geomorphological structure.

The morphological slope map (Fig. 3) shows that the only subhorizontal seabottom areas are, in fact, the continental platform with depth below 120m. It is also remarkable that the western half of the gulf is dominated by 5-20% slope values whereas the eastern part by slope values higher than 20%.

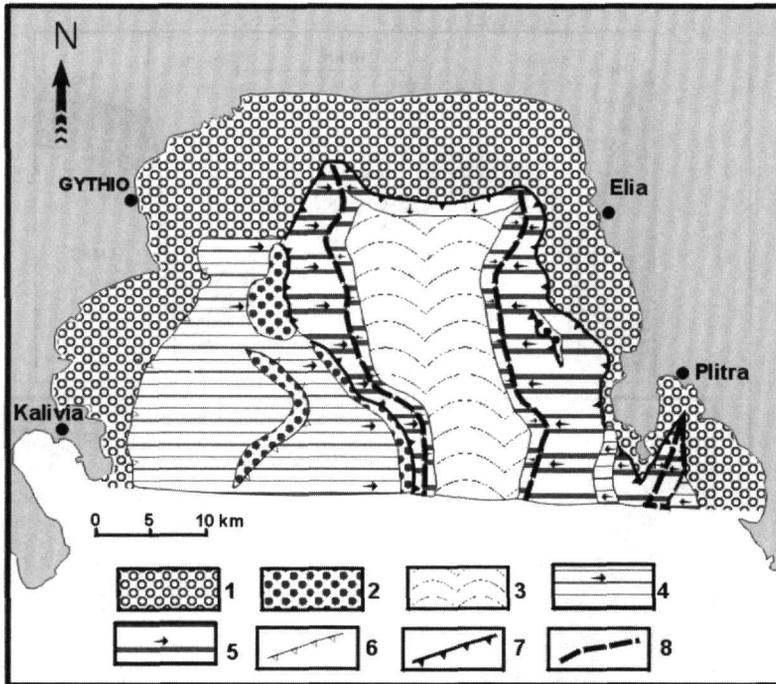


Fig. 3: Morphological slope map of the Lakonikos Gulf.

1: Very small slopes (less than 3%) on the continental platform, 2: Small slope values (1-5%) on the continental slope, 3: Area of intense relief of the sea bottom, 4: Moderate slope values (5-20%), 5: High slope values (more than 20%), 6: Minor slope discontinuity (> 5%), 7: Major slope discontinuity (> 15%), 8: Submarine channels

3. THE NEOTECTONIC STRUCTURE OF THE LAKONIKOS BASIN

The neotectonic structure of the gulf can be studied on the basis of fault and corresponding block geometry and kinematics with consideration of the geometry, orientation and throw of the faults on one hand and geometry, type of movement (vertical, horizontal or rotational) and relative motion in regards to the adjacent neotectonic blocks on the other (Papanikolaou et al., 1994).

Fault characteristics can be obtained from seismic profiles on the basis of local stratigraphy and the use of marker horizons. An average velocity of 1750 msec^{-1} for Holocene sediments and 2000 msec^{-1} for the other post-alpine formations were used in order to estimate the fault throw and reflection depth. Three stratigraphic units can be distinguished in the Lakonikos Gulf according to their reflection character (Fig.4). The Holocen unit, with an almost constant thickness about 20-25 m, can be observed on seismic reflection profiles all over the basin. The thickness of the Middle-Upper Pleistocene unit, which conformably underlies the Holocene, does not exceed 200m. The third unit, observed below is interpreted as Pliocene-Lower Pleistocene sediments, which also occur onshore around the gulf in the adjacent tectonic blocks. The deep-seated alpine basement cannot be distinguished on seismic profiles due to the limited penetration possibilities of the effected seismic survey. In several cases the contact between the lower and the middle unit was used for estimating the fault throw and minimum relative vertical motions.

The study of planar geometric features, such as the depth of continental platform, provides a good measure of the Holocene deformation. The depth of the edge of the continental platform of the Lakonikos basin ranges mostly between 95 and 113 m, which indicates the range of the vertical movement of the tectonic blocks during the Holocene (Fig.5). In some blocks the change of depth is gradual due to the tilting of the blocks. The continental platform of the Lakonikos Gulf is developed all around the basin and its structure is not as complicated as that described in the adjacent Messiniakos and Argolikos basins (Papanikolaou et al., 1988a, Pavlakis et al., 1989, Papanikolaou et al., 1994).

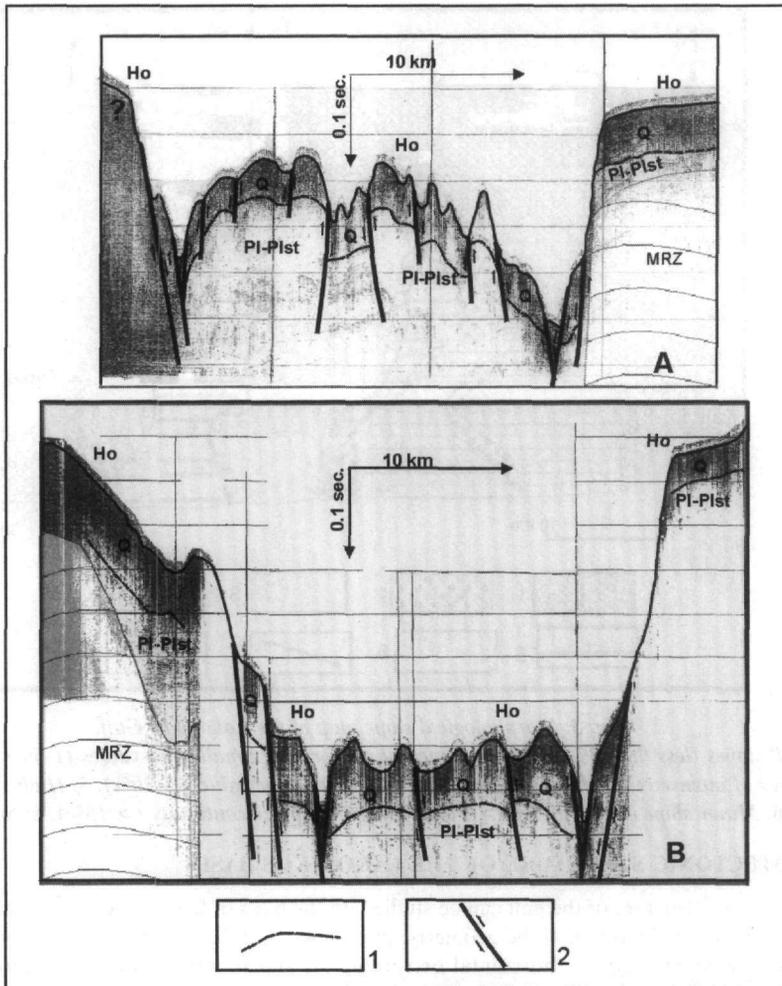


Fig. 4: Representative seismic reflection profiles I-I (A) and II-II (B) with elements of seismostratigraphy and structure of the Lakonikos Gulf

1: Surfaces (marker horizons), 2: Faults with arrows indicating sense of movement. Seismostratigraphy: Ho - Holocene, Q - Middle-Upper Pleistocene, Pl-Plst - Pliocene - Lower Pleistocene. Location of profiles I-I and II-II see on Fig. 1, A-1.

3.1 The fault geometry and kinematics

The faults detected within the Lakonikos Gulf can be distinguished in three groups (Fig.5): (i) the normal faults with N-S direction (from NNW-SSE to NNE-SSW), which control the geometry of the basin. Some secondary N-S normal faults, disrupt the main structures, (ii) the high-angle reverse faults of N-S direction, which produce an uplift of the central part of the basin, (iii) the transcurrent faults with E-W direction, which show a pronounced strike-slip component and cut across the whole structure of the basin by creating parallel E-W segments.

The overall neotectonic subsidence of the central part is estimated more than 1000 m although the total fault throw cannot be estimated because of the absence of the alpine basement in the seismic profiles. Based on the displacement of the lower and the middle units it is about 300-600 m along the eastern margin and about 150-250 m along the western margin of the neotectonic graben.

The reverse high-angle faults create the central horst structure within the Lakonikos graben (Papanikolaou et. al., 1997). They have uplifted the sea bottom together with the Pleistocene and Holocene sediments by about 100-150 m in comparison to the adjacent channels. Additionally they create microblocks and internal deformation of sediments observed inside the horst structure (see Fig.4).

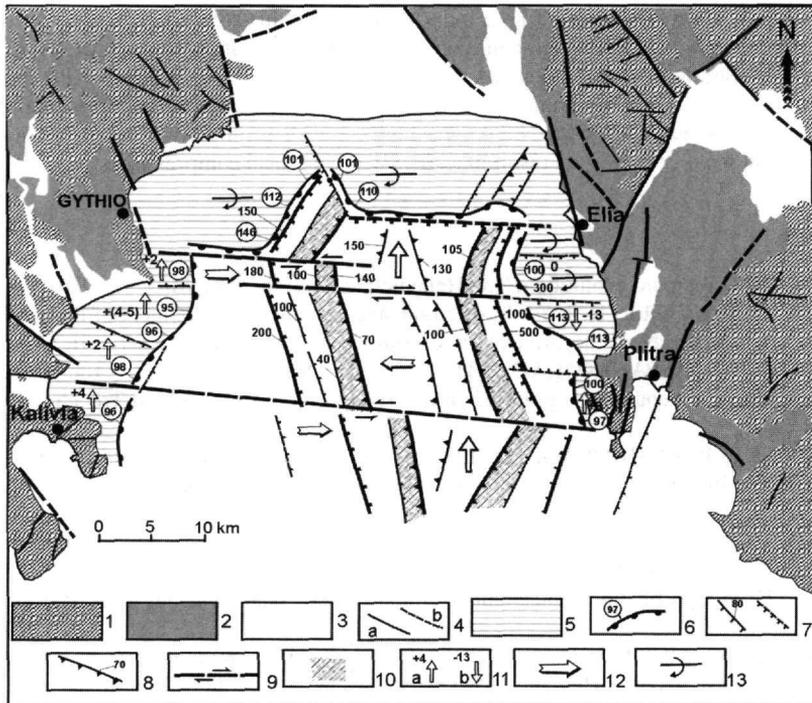


Fig. 5: Simplified neotectonic map of the Lakonikos Gulf

Neotectonic structure onshore (according to Lekkas et al., 1998). 1: Alpine formations, 2: Pliocene-Lower Pleistocene, 3: Upper Pleistocene-Holocene, 4: Faults of uncertain kinematics, detected (a) or probable (b), **Neotectonic structure offshore**. 5: Continental platform, 6: Edge of the continental platform with depth indications in m.'s, 7: Normal faults with indication of their throw in m.'s, certain (a) or probable (b), 8: Reverse faults with indication of their amplitude in m.'s, 9: Transcurrent faults with indication of their strike-slip motion, 10: Areas of narrow grabens, bordering the recent horst structure within the Lakonikos basin, 11: Motions of blocks of the continental platform with indication of the uplift (a) and subsidence (b) rate in m.'s, 12: Horizontal escape of blocks, 13: block tilt with indication of sense of tilt.

The above N-S trending complex tectonic structure is disrupted by E-W transcurrent faults, whose horizontal motion is indicated by the offset of fault segments, the offset of the edge of the continental platform and the abrupt change of several morphological and tectonic features. In all cases the horizontal motion is much higher than the vertical and may reach several km. Although both senses of horizontal motion are presented, the prevailing motion is sinistral.

3.2 The geometry and kinematics of blocks

In the case of the Lakonikos Gulf all the categories of block motion (relative uplift, relative subsidence, tilt around horizontal or inclined axis, horizontal escape) are present (Fig.5). The western margin is characterized by relatively small block uplift up to 2-5 m judging from the difference of the depth of the edge of the continental platform. Some blocks at the northern margin appear to be tilted around E-W horizontal axis. Tilt and subsidence of about 13 m are characteristic for some neotectonic blocks along the eastern margin, with exception of an uplift up to 3 m, which is observed on the tectonic horst of the Xilis cape block, west of Pityra.

4. CONCLUSIVE REMARKS.

The most significant feature of the Lakonikos basin is the creation of the remarkable central tectonic horst within the general tectonic graben. The tectonic horst structure is very recent as the observed deformation of the Upper Pleistocene and Holocene sediments indicates (see Fig. 4). Based on the distribution of the 20-25 m thickness deformed Holocene sediments, and the throw amplitudes of the reverse faults, an average uplift veloc-

ity of 15-30 mm/year during the last 4-5 thousand years can be estimated.

A transtensional geodynamic regime could be suggested for the offshore structure. The detected onshore active faults of the Southern Peloponnese (Angelier, 1978, Kowalczyk & Winter, 1979) indicated that in the Early Quaternary the Southern Peloponnese was incorporated into an area of compressional stress. Our point is that the geometry and kinematics of the N-S reverse faults, as well as the E-W transcurrent faults, with predominance of left-lateral strike-slip motion, result in a NE-SW recent local compression stress field in the area of the Lakonikos Gulf.

REFERENCES

- ANGELIER, J. 1978. Tectonic evolution of the Hellenic arc since the Late Miocene. *Tectonophysics*, 49, 23-36.
- KOWALCZYK, G. & WINTER, K. 1979. Neotectonic and structural development of the southern Peloponnese. VIIIth Int. Cong. Medit. Neogene, Athens. Proc. Ann. Geol. Pays Hellen., h.serie, II, 637-646.
- MARIOLAKOS, I. & PAPANIKOLAOU, D. 1982. The Neogene basins of the Aegean arc from the palaeogeographic and geodynamic point of view. Proc.Int.Symp.Hell.Arc and Trench (H.E.A.T.), Athens, 1, 383-399.
- MARIOLAKOS, I. & PAPANIKOLAOU, D. 1987. Deformation pattern and relation between deformation and seismicity in the Hellenic arc. Proc. 2nd Cong., Geol.Soc.Greece, Athens, 1984. Bull.geol.Soc.Greece, XIX, 59-76.
- MCKENZIE, D. 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean sea and surrounding regions. *Geophys. J. R., astron. Soc.* 55, 217-254.
- MERCIER, J.L. 1979. Signification neotectonique de l'arc Egeen. Une revue des idees. *Rev.geol.dyn.geogr.phys.* 21, 5-15.
- PAPANIKOLAOU, D., LYKOUSSIS, V., CHRONIS, G. & PAVLAKIS, P. 1988a. A comparative study of neotectonic basins across the Hellenic arc: The Messiniakos, Argolikos, Saronikos and Southern Evoikos Gulfs. *Basin Research*, 1, 167-176.
- PAPANIKOLAOU, D., LYKOUSSIS, V., CHRONIS, G. & PAVLAKIS, P. 1988b. Submarine neotectonic map of Upper Messiniakos Gulf. Scale 1:100.000. Earthquake Pl. Pr. Org. - Nat. Center. Mar. Res. & Univ. of Athens.
- PAPANIKOLAOU, D., CHRONIS, G. & METAXAS, Ch. (1994) Neotectonic structure of the Argolikos Gulf. Proceedings of the 7th Congress, Thessaloniki, May 1994. Bull. Geol. Soc. Greece, Vol.XXX/2, 305-316.
- PAPANIKOLAOU, D., METAXAS, Ch. & CHRONIS, G. (1997) A Recent Tectonic Horst Structure Within the Neotectonic Basin of the Lakonikos Gulf, Peloponnese, Greece. Abstracts of the 29th General Assembly of the IASPEI, Thessaloniki, August 1997, p.25.
- PAVLAKIS, P., PAPANIKOLAOU, D., CHRONIS, G., LYKOUSSIS, V. & ANAGNOSTOU, Ch. 1989. Geological structure of Inner Messiniakos Gulf. 4th Congress Geol. Soc. Greece, Athens, 1988; Bull. Geol. Soc. Greece, 23/3, 333-347.
- FOUNDOLIS, J., METAXAS, Ch. & PAPANIKOLAOU, D. 2000. Recent tectonic movements at the southern border of Kyparissiakos Gulf (Peloponnese, Greece). Abstracts of the IESCA-2000, Izmir, Turkey, T2

A STUDY OF THE ACTIVE TECTONICS AND DEFORMATION IN THE MYGDONIA BASIN (N.GREECE) USING SEISMOLOGICAL AND NEOTECTONIC DATA

C.B. PAPAZACHOS¹, D.A. VAMVAKARIS¹, G.N. VARGEMEZIS¹ AND E.V. AIDONA¹

ABSTRACT

In the present work we study the active tectonics setting and related deformation scheme in the Mygdonia basin, on the basis of the joint interpretation of seismological and neotectonic data. For this reason, the stress field derived from fault plane solutions of small-magnitude events from a local seismological experiment, as well as neotectonic observations are studied in order to determine its spatial distribution. The results show an almost identical spatial variation of the stress field determined from the two independent data sets, which also exhibits a very good correlation with the geomorphological changes in the Mygdonia basin. Moreover, the average stress field is almost identical to the corresponding stress pattern determined from the 3 largest events in the study area for which reliable fault plane solutions are available. Using the combined stress pattern and the corresponding moment-rate tensors derived from both data sets, the active crustal deformation is studied for the most active sections of the Mygdonia basin system. The results show a N-S extension at an average rate of 3mm/yr for the central part of the Mygdonia system, in very good agreement with the available geodetic results.

KEY WORDS: Stress field, active deformation, strain tensor, Mygdonia basin

1. THE MYGDONIA BASIN AREA

The Mygdonia basin is one of the most active seismogenic regions in the back-arc Aegean area. The basin is located at the centre of the Servomacedonian massif, which is surrounded by a series of basins/troughs, namely the Axios and Strymon basins and the North Aegean Trough (fig.1). The seismicity of the Servomacedonian

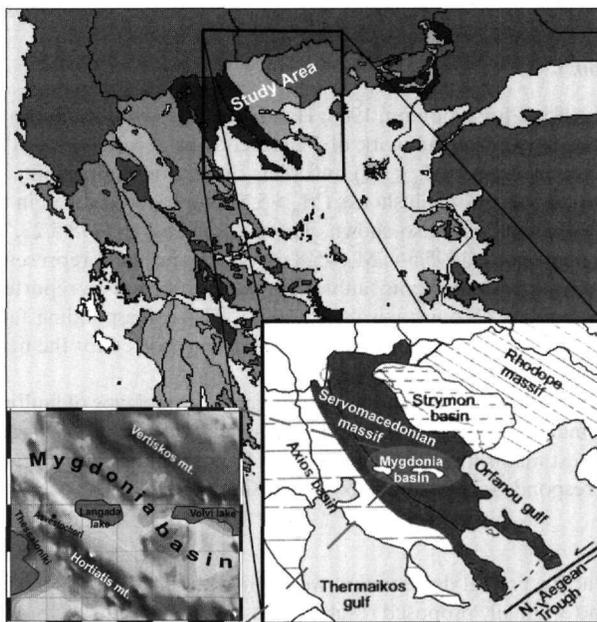


Fig. 1. Map of the main geological zones of Greece. The inset figures show the detailed geomorphological features of the Mygdonia basin.

1. Dept. of Geophysics, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, PO Box 352-1, Thessaloniki, GR-54006, GREECE

massif which extends from the Yugoslavia-Bulgaria border up to the North Aegean Trough is the highest in N. Greece with events up to $M_w=7.6$ (Papazachos et al., 1979). A large portion of this seismic activity is located in the Mygdonia basin and its continuation towards the Ierissos bay area. The basin has a characteristic S-shape (see fig. 1) with its edges trending in a NW-SE direction, while the central part is approximately E-W oriented. This central section is the most seismically active and has received a lot of scientific attention, since the occurrence of the $M_w=6.5$ mainshock of June 20, 1978, which was the first major event with significance impact on a modern urban centre like the city of Thessaloniki (Papazachos et al., 1979; Pavlides and Kilias, 1987; Pavlides et al., 1988; Hatzidimitriou et al., 1991).

2. DATA USED

The data used consist of three different datasets. The first data set corresponds to the fault plane solutions determined from the analysis of earthquakes recorded by a local network which operated in the Mygdonia area

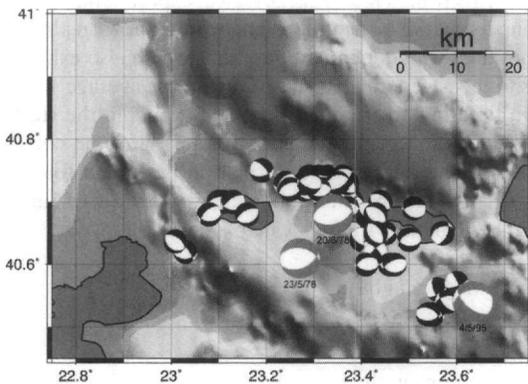


Fig. 2. Fault plane solutions determined for 63 small earthquakes recorded in the spring of 1984 and 1985 (black solutions). The solutions of the 3 main earthquakes ($M_w > 5.5$) are also shown (grey solutions).

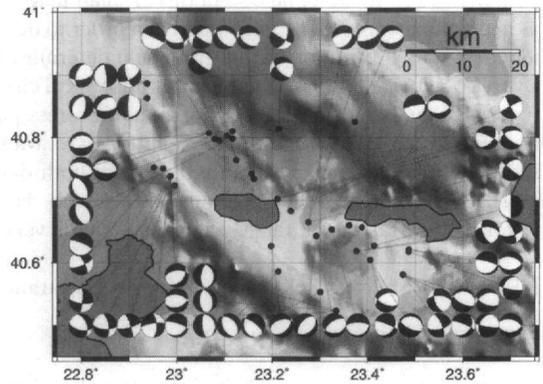


Fig. 3. Fault plane solutions corresponding to the neotectonic faults of the broader Mygdonia basin (see text for explanations).

in the springs of 1984 and 1985 (Christodoulou, 1986; Hatzfeld et al., 1987). Additional fault plane solutions for the Asvestochori area were used from the work of Papazachos et al. (2000). All these fault plane solutions correspond to small magnitude events ($M_w \leq 3.1$) and their distribution is presented in figure 2. In the same figure, the fault plane solutions of the 3 mainshocks ($M_w > 5.5$) that have occurred in the area for which reliable fault plane solutions were available are also shown. These mainshocks (1978/5/23, $M_w=5.8$, Volvi preshock; 1978/6/20, $M_w=6.5$, Volvi mainshock; 1995/5/4, $M_w=5.8$, Arnaia mainshock) represent the second dataset used. The last dataset corresponds to the neotectonic faults and related information reported in the neotectonic maps of “Langadas” and “Thessaloniki” (Mountrakis et al., 1997). The corresponding fault plane solutions, which were determined using the fault plane and slip vector information reported for the neotectonic faults are shown in figure 3.

Both the seismological and neotectonic data show a dominant normal type of faulting for the whole Mygdonia basin area. Although the small-magnitude events and small-scale faults exhibit a variety of fault azimuths, most events, as well as the 3 largest mainshocks show an average E-W fault direction, in agreement with the general basin lineation, which corresponds to an average N-S extension field.

3. APPLIED METHOD

In order to study the active crustal deformation we applied the method of Papazachos and Kiratzi (1992). The method is based on the originally proposed results of Kostrov (1974) and Jackson and McKenzie (1988) and relies on the use of all complete seismicity data for the estimation of the size of the deformation and all the available fault plane solutions, which do not need to be complete for the examined time period. Using this approach, which has been applied in several cases in Greece (e.g. Papazachos et al., 1992; Papazachos and Kiratzi, 1996) the problem of complete fault plane solution data can be overcome using information derived

from other sources. Such sources are the historical seismicity for the estimation of the deformation rate or field active-faults observations for the determination of the deformation pattern.

For the estimation of the strain rate tensor, $\dot{\epsilon}_{ij}$, and the velocity tensor, U_{ij} , the following equations are used (Papazachos and Kiratzi, 1992):

$$\dot{\epsilon}_{ij} = \frac{1}{2\mu V} \dot{M}_o \cdot \bar{F}_{ij} \quad i, j = 1, 2, 3 \quad U_{ii} = \frac{1}{2\mu l_k l_j} \dot{M}_o \cdot F_{ii} \quad i \neq k, k \neq j, j \neq i, i = 1, 2, 3 \quad (1)$$

$$U_{12} = \frac{1}{\mu l_1 l_2} \dot{M}_o \cdot F_{12} \quad U_{13} = \frac{1}{\mu l_1 l_3} \dot{M}_o \cdot F_{13} \quad i = 1, 2$$

where l_1, l_2, l_3 , are the dimensions of the deforming zone, μ is the shear modulus (usually taken 3.10^{11} dyn/cm²) and, \dot{M}_o , is the released moment rate, defined by the seismicity level of the area using the relation of Molnar (1979):

$$\dot{M}_o = \frac{A}{1-B} \cdot M_{0,max}^{1-B} \quad (2)$$

where $M_{0,max}$ corresponds to the seismic moment of the maximum-magnitude event in the deforming zone. Constants A and B can be determined using the Gutenberg-Richter parameters of the zone and the constants of the seismic moment-magnitude relation using, appropriate formulas. \bar{F} is the average "focal mechanism" tensor, which represents the deformation pattern of the area and is the average of the individual F^n tensors which correspond to each fault plane solution and are a function of the corresponding strike, ζ , dip, δ , and rake, λ (Aki and Richards, 1980).

As can be seen from equations (1), the estimation of the strain and velocity tensors is decomposed in the estimation of the moment-rate and the representative focal mechanism tensor. For this reason the estimation of the active deformation can be performed in two steps:

- Areas with similar tectonic characteristics can be grouped in order to define a reliable average "focal mechanism" tensor, using all fault plane data.
- The moment-rate is estimated using the complete instrumental and historical seismicity through the Gutenberg-Richter relation and equation (2).

4. IDENTIFICATION OF ZONES OF SIMILAR FAULTING

In order to define zones of similar tectonic setting, the spatial distribution of the stress axes was studied, as these are defined by the corresponding fault plane solutions. Since the study area is dominated by extension, the zone identification was mainly based on the similarity of the T-axes. Figure 4a shows the T-axis distribution for the earthquake data, while 4b shows the corresponding distribution for the neotectonic data. In general 4 main zones are recognized:

- Zone A.** This zone includes the north (A1) and south (A2) borders of NW-SE trending basin segment west of the Langada lake. Both seismological and neotectonic data suggest that a NE-SE tension field dominating these basin borders, although limited seismological data are available. For this reason, as well as due to the very similar T-axis distri-

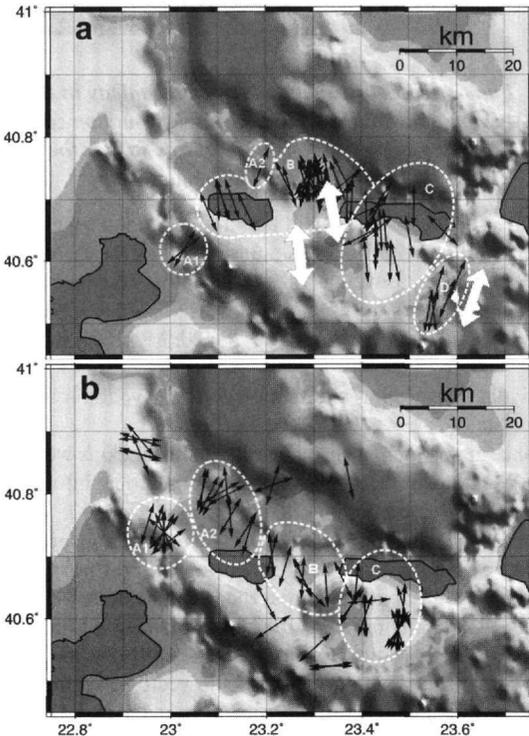


Fig. 4. a) Extensional T-axes for the 63 small earthquakes (black arrows) and the 3 main events with $M > 5.5$ (white arrows), grouped in zones with similar tectonic characteristics. a) Same as (a) for the neotectonic data.

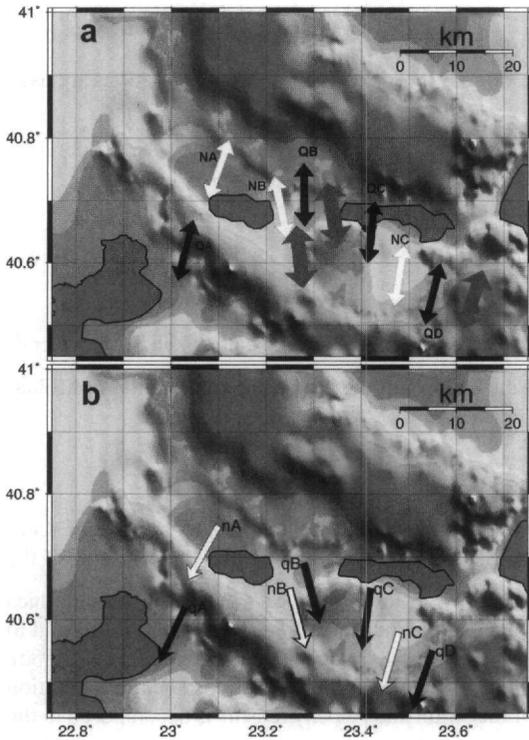


Fig. 5. a) Average extension axes for the small earthquake (black arrows) and the neotectonic (white arrows) data. **b)** Same as (a) for the average slip vector data.

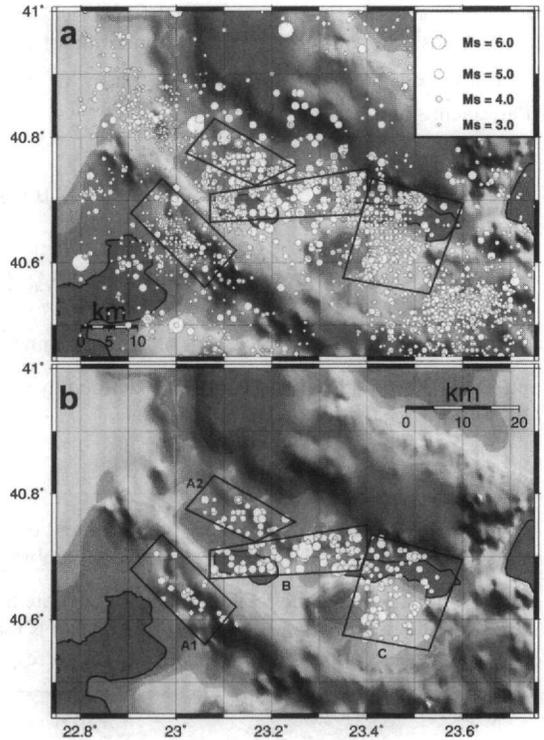


Fig. 6. a) Historical and observed seismicity in the Mygdonia basin area. The studied deformation zones are shown by polygons. **b)** Same as (a) for the complete seismicity data.

- bution, the two sub-zones (A1-A2) are considered to have the same stress field and are examined together.
- b) **Zone B.** This zones corresponds to the central main part of the Mygdonia basin and includes the Langada lake, the central basin parts between the Langada and Volvi lakes, as well as the westernmost section of the Volvi lake. The tension axis of both seismological and neotectonic data shows a N-S to NNE-SSE direction, in agreement with the T-axis of the 1978 Volvi events (1978/5/23, $M_w=5.8$ and 1978/6/20, $M_w=6.5$), which are also shown with large white arrows.
 - c) **Zone C.** The zone includes the largest part of the Volvi lake, as well as the section of the Mygdonia basin south of the Volvi lake, showing a general N-S extension field.
 - d) **Zone D.** This is the area of the 1995/5/4, $M_w=5.8$, Arnaia mainshock, where both the mainshock as well as the local experiment seismological data show a NNE-SSW extension field, although no neotectonic information were available for this area.

In order to study the behavior of the stress field in each zone, the average “focal mechanism” tensor was estimated for each zone. Figure 5a shows the corresponding extension T-axes defined using the seismological (Q) and neote-ctonic (N) data. In order to compare the relative motion pattern across the various faults, we also present the average slip vectors, which correspond to the southern hanging wall of the fault plane solution.

The results show an almost identical pattern of the stress-field variation for both data sets. For zone A, a identical NNE-SSW extension field (14°) is found for the two data sets, with an average slip vector direction of 207° . However, both the stress field and the slip-vector directions change for the central part (zone B). The extension axis changes to N-S (359°) for the earthquake data and NNW-SSE (348°) for the neotectonic data, whereas the slip-vectors show an identical SSE (165°) direction. The 1978 preshock and mainshock extension axes are in very good agreement with the proposed T-axis direction. Moving eastward, towards the Volvi area, the extension field changes again to N-S/NE-SSW ($7-9^\circ$), with a slightly larger azimuth (14°) in the Arnaia area (zone D) as this is deduced from the seismological data. The slip vectors are also modified in a similar manner, showing a SSW directions between 188° and 199° .

It is interesting to notice that the stress field and the slip vector variations follow the S-shape of the Mygdonia basin. In every zone, the T-axis and especially the slip-vector are almost perpendicular to the basin trend, showing that the geomorphological characteristics are affected but also affect the tectonic regime of the area. Even in areas like zone A, where the stress field is relatively oblique to the basin axis, the basin border faults are still moving away from each other, which suggests that the basin is still under extensive deformation. In the next section we attempt to estimate the deformation rates, using the method previously described.

5. ESTIMATION OF ACTIVE CRUSTAL DEFORMATION IN THE MYGDONIA BASIN

Figure 6a shows the observed seismicity (historical and instrumental) for the examined area. It is easily seen that most of the seismic activity in the area is concentrated in the Mygdonia basin. The polygons delineate the main zones which have been previously defined and which contains most of the seismic activity in the area. We have selected not to include the Arnaia area (zone D) in the calculations due to the absence of neotectonic information, few fault plane solutions from earthquakes but mostly since the intense recent aftershock activity after the 1995 event would probably result in an overestimation of the deformation rates.

In order to estimate the deformation rate for each source, it is necessary to use only the complete seismicity data. For the study area, we used the completeness derived for the broader Aegean area from Papazachos and Papazachou (1997), in combination with the results of Scordilis (1985) for the Servomacedonian area. Hence, we considered as complete all $M_w \geq 5.0$ events after 1911, $M_w \geq 4.5$ after 1950, $M_w \geq 4.3$ after 1965 and $M_w \geq 3.0$ after 1981. The corresponding distribution of the complete seismicity for the 4 polygonal areas is shown in figure 6b, where it is clearly seen that the central part is the most active section of the Mygdonia basin system.

Using the complete seismicity data, the parameters of the Gutenberg-Richter relation were calculated. For the moment-rate estimation it is also necessary to define the maximum expected magnitude for each zone. From the observed seismicity (fig. 6a) the maximum observed event was defined in each polygon. Especially for zone A1, although the maximum observed event was $M=5.5$, the maximum magnitude considered was increased to $M_w=6.0$, since both the length of the active neotectonic faults in the area, as well as the possibility that the 1759 event is located in this zone suggest that the seismic potential of the zone can produce an event of such magnitude. The information regarding each zone, as well as the determined maximum magnitude and the Gutenberg-Richter parameters are shown in Table 1. In the same table the geometric characteristics of each zone (length, width, azimuth) used in equation (1), as well as the annual moment-rate finally estimated using equation (2) are also presented. In all cases, the thickness of the seismogenic layer was considered equal to 10km.

Table 1. Parameters of the zones for which deformation has been estimated.

ZONE	ZONE LIMITS		COMPLETENESS		MAXIMUM MAGNITUDE	LENGTH	WIDTH	AZIMUTH	ANNUAL MOMENT-RATE	GUTENBERG-RICHTER PARAMETERS	
	φ° N	λ° E	t	Mmin	$M_{w,max}$	l1 (km)	l2 (km)	ξ	M_0	a (Annual)	b
A1	40.680	22.905	1911	5.0	5.5	20.6	9.1	134	0.297E+23	3.36	1.05
	40.735	22.970	1950	4.5	6.0						
	40.620	23.125	1965	4.3							
	40.560	23.060	1981	3.0							
A2	40.775	23.020	1911	5.0	5.9	17	7.9	115	0.558E+23	3.58	1.03
	40.830	23.080	1950	4.5							
	40.775	23.250	1965	4.3							
	40.723	23.165	1981	3.0							
B	40.665	23.070	1911	5.0	6.6	30.9	7.9	84	0.598E+24	3.47	0.89
	40.710	23.070	1950	4.5							
	40.750	23.400	1965	4.3							
	40.708	23.400	1981	3.0							
C	40.735	23.410	1911	5.0	6.6	17.9	20	105	0.253E+24	4.02	1.05
	40.695	23.600	1950	4.5							
	40.550	23.530	1965	4.3							
	40.575	23.350	1981	3.0							

Using the information in Table (1), we proceeded in the determination of the strain and velocity tensors, by the application of equations (1). For this reason the representative focal mechanism tensor was derived for each zone, using the average tensor from both seismological and neotectonic data. The representative fault plane solutions used for each zone are shown in Table 2.

Table 2. Average fault plane solutions of the seismological and neotectonic data of each zone, which were used to determine the average "focal mechanism" tensor.

ZONE	Main Fault Plane			
	Data Type	ζ	δ	λ
A	qA	88	36	-112
	nA	101	43	-102
B	qB	104	45	-68
	nB	82	38	-84
C	qC	96	43	-90
	nC	92	44	-99

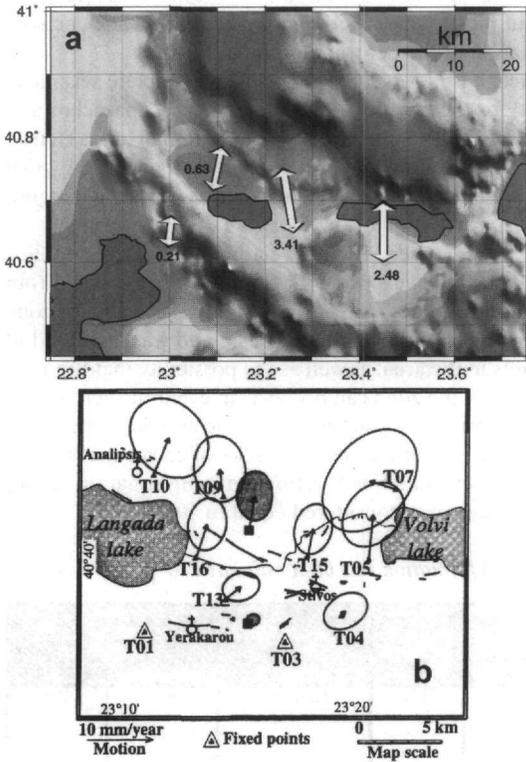


Fig. 7. a) Extensional velocities (in mm/yr) estimated for the studied zones of the Mygdonia basin. b) Velocities of the northern part of the central section of the Mygdonia basin with respect to its southern border, as determined by the use of geodetic data (Martinod et al., 1997).

corresponding to zone B) with respect to stations T01 and T03, located at the southern flank of the central Mygdonia basin (Martinod et al., 1997). It should be noted that the geodetic data exhibit an almost identical N-S extension pattern for the area. The average determined velocity from the geodetic data for the total extension between 1978 and 1994 is equal to 5.7mm/yr. This observation suggests that the seismic (active) crustal deformation is approximately 60% of the total deformation, which is expressed by the geodetic measurements, in agreement with previous results for the broader Aegean area (Papazachos and Kiratzi, 1996).

ACKNOWLEDGEMENTS

This work is a Department of Geophysics, Univ. of Thessaloniki contribution number #552/2001. Part of

Figure 7a shows the horizontal eigenvectors of the velocity tensor determined for each zone using the information presented in Tables 1 and 2. A logarithmic scale is used and the presented velocities are expressed in mm/yr. The results confirm the N-S extensional deformation pattern of the Mygdonia basin area and are in very good agreement with previous large-scale studies (e.g. Papazachos and Kiratzi, 1996). The deformation direction in each zone corresponds very well with the S-shape of the basin, similarly to the stress T-axis and the slip vectors, previously described. Velocities are much higher for the central part of the basin, between the two lakes of Langada and Volvi (~3.5mm/yr) and relatively high for the broader Volvi area (~2.5mm/yr). On the other hand, the deformation velocities at the borders of the western part of the area (zones A1 and A2) exhibit much lower velocities, which correspond very well with the lower seismicity levels of this area. Moreover, in this area (zone A) the Mygdonia basin has its smallest aperture, which suggests that the identified velocity contrast of a factor of ~4 between the western and central-eastern part of the Mygdonia basin has probably also occurred during the last phase of the Mygdonia basin formation and is still going on until today. Furthermore, the corresponding near-vertical thinning rates are 0.31mm/yr for zone A1, 0.81mm/yr for zone A2, 4.6 mm/yr for zone B and 1.2mm/yr for zone C. The high thinning rates for the central part are also in agreement with the location of the lowest topographic depression in the central part of the basin between the two lakes.

Figure 7b presents the determined velocities using GPS and conventional geodetic data of the northern part of the central section of the Mygdonia basin (cor-

this work has been financed by the Earthquake Planning and Protection Organization of Greece (OASP) through Research Comm. Aristotle Univ. Thessaloniki projects 20237 and 20321.

REFERENCES

- AKI, K. AND RICHARDS, P. 1980. Quantitative Seismology: Theory and methods, Freeman, San Francisco, Calif., 557 pp.
- CHRISTODOULOU, A. 1986. Etude Sismotectonique et Inversion Tridimensionnelle en Grece du Nord. PhD thesis, University of Grenoble I, pp. 181.
- HATZFELD, D., CHRISTODOULOU, A.A., SCORDILIS, E.M., PANAGIOTOPOULOS, D., AND P.M. HATZIDIMITRIOU, 1987. A microearthquake study of the Mygdonian graben (northern Greece). *Earth and Planetary Science Letters* 81, 379-396.
- HATZIDIMITRIOU, P.M., SCORDILIS, E.M., PAPADIMITRIOU, E.E., HATZFELD, D. AND CHRISTODOULOU, A.A. 1991. Microearthquake study of the Thessaloniki area (northern Greece). *Terra Nova* 3, 648-654.
- JACKSON, J. AND MCKENZIE, D. 1988. The relationship between plate motions and seismic moment tensors and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophys. J. Int.* 93, 45-73.
- KOSTROV, V. 1974. Seismic moment and energy of earthquakes, and seismic flow of rock. *Izv. Acad. Sc. USSR Phys. Solid Earth*, 1, 23-44.
- MARTINOD, J., HATZFELD, D., SAVVAIDIS, P. AND KATSAMBALOS, K. 1997. Rapid N-S extension in Mygdonian graben (Northern Greece) deduced from repeated geodetic surveys. *Geophysical Research Letters* 24, 3293-3296.
- MOUNTRAKIS, D., KILIAS, A., PAVLIDES, S., SOTIRIADIS, L., PSILOVIKOS, A., ASTARAS, T., VAVLAKIS, E., KOUFOS, G., DIMOPOULOS, G., SOULIOS, G., XRISTARAS, V., SKORDILIS, M., TRANOS, M., SPYROPOULOS, N., PATRAS, D., SYRIDES, G., LABRINOS, N. AND LAGGALIS, T. 1997. Neotectonic Maps of Langada and Thessaloniki, Laboratory of Geology and Paleontology, Univ. of Thessaloniki, 2 maps and 2 leaflets.
- PAPAZACHOS, B.C., MOUNTRAKIS, D., PSILOVIKOS, A. AND LEVENTAKIS, G. 1979. Surface fault traces and fault plane solutions of May - June 1978 major shocks in the Thessaloniki area. *Tectonophysics* 53, 171-183.
- PAPAZACHOS, B. C. AND PAPAACHOU, K. 1997. The earthquakes of Greece, Ziti Publ., 304pp., Thessaloniki, Greece.
- PAPAZACHOS, C. B. AND KIRATZI, A. A. 1992. A formulation for reliable estimation of active crustal deformation and an application to central Greece. *Geophys. J. Int.* 111, 424-432.
- PAPAZACHOS, C. B., KIRATZI A. A. AND PAPAACHOS B. C. 1992. Rates of active crustal deformation in the Aegean and surrounding area. *J. Geodynamics* 16, 147 -179.
- PAPAZACHOS, C. B., AND KIRATZI, A. A. 1996. A detailed study of the active crustal deformation in the Aegean and surrounding area, *Tectonophysics* 253, 129-153.
- PAPAZACHOS, C., SOUPIOIS, P., SAVVAIDIS, A. AND ROUMELIOTI, Z. 2000. Identification of small-scale active faults near metropolitan areas: an example from the Asvestochori fault near Thessaloniki, *Proc. Of the XXVII ESC General Assembly*, Lisbon, Portugal, 15-20 September 2000, (in press).
- PAVLIDES, S.B. AND KILIAS, A.A. 1987. Neotectonic and active faults along the Servomacedonian zone (SE Chalkidiki, northern Greece). *Annales Tectonicae* 1, 9-104.
- PAVLIDES, S.B., KONDOPOULOU, D.P., KILIAS, A.A. AND WESTPHAL, M. 1988. Complex rotational deformations in the Serbo-Macedonian massif (north Greece): structural and palaeomagnetic evidence. *Tectonophysics* 145, 329-335.
- SCORDILIS, E.M., 1985. Microseismic study of the Servomacedonian zone and the surrounding area. Ph.D. Thesis, University of Thessaloniki, (in Greek).

seismicity is imperfectly known (Sulstarova and Kocijaj 1975/1989; Guidoboni 1989; Papazachos & Papazachou 1997). Albania is mostly characterised by the occurrence of moderate size earthquakes, according to the instrumental data (Muco 1998; Louvari et al, 2000).

Butrinti archaeological site (fig. 1) lies at the south western of Albania at the southern edge of the peninsula Ksamil. A long narrow, rocky ridge which links it with the mainland to the north (Saranda district). The hill on which the city was built and developed (altitude 50m) is composed of Jurassic crystalline limestone covered with a hard layer of soil. To the south the Vivary channel separates the hill from the land beyond; thus the town occupies a position naturally well protected. It also enabled Butrinti to function as a port, as it is mentioned in the maritime itineraries of the 3rd century BC (Ugolini 1942). On the west side alone, a narrow strip of land, which broadens into a flat, links the hill with the remainder of the peninsula. Butrinti is identified as city for the first time in written sources by Hecataeus, a geographer of the 6th century BC and later by Strabo (1st c. BC-1st c AD) as well as by archaeological excavations (Ugolini 1942; Bace & Condi 1990 Butrinti guidebook; Condi and Chatzi personal communication).

THE GEOLOGY OF THE REGION

The Butrinti broader region (fig. 2), which is located on the western part of the *Ionian Geological Zone*, occupies the southern part of the *Cika* anticlinal belt. The new Geological map of the Butrinti area (fig. 2) was based on the Geological Map of Albania (1983), Tectonic Map of Albania (1983), Pirrenjasi et al. (1985), Vaso et al. (1990), Neotectonic map of Albania (in press) and our new field data.

The Meso-Cenozoic stratigraphic sequence, consists of Lower Triassic evaporates, Upper Triassic-Lower Liassic platform carbonates (which grade upwards into Liassic to Lower-Middle Paleogene pelagic carbonates), Eocene flysch (clay-silt-sand) and Oligocene flysch (sand-silt-clay). The Late Miocene deposits represented by the Tortonian sandstones are placed transgressively on the older deposits. The basal transgressive deposits consists of coarse sandstones and conglomerate lenses that are followed by grey, compact, medium to small grain sandstones with rare pebbles. Pliocene deposits are placed transgressively above the Tortonian and older deposits. The Pliocene deposits are composed of grey to dark green silt and clay, rarely interbedded with thin beds of fine sandstones covered by massive sandstones with crossbedding and underwater slidings. The Quaternary deposits fill the lowest part of the region and have different origins:

- reddish conglomerates, non compact conglomerates with coarse grain yellow to brown sandstones lenses,
- the slope cones and breccia slopes cover the mountain piedmonts,
- lagoonal deposits are represented by turf and are common around Butrint lake,
- alluvial and proluvial deposits, formed by the rivers of Pavlo, Bistrica and Kalasa, cover the fields and are composed of grey to dark green alluvial clay and sand, This so called *Vrina* valley represent a typical active asymmetric subsidence. *Pavlo* river has chanced its flow during historical times.

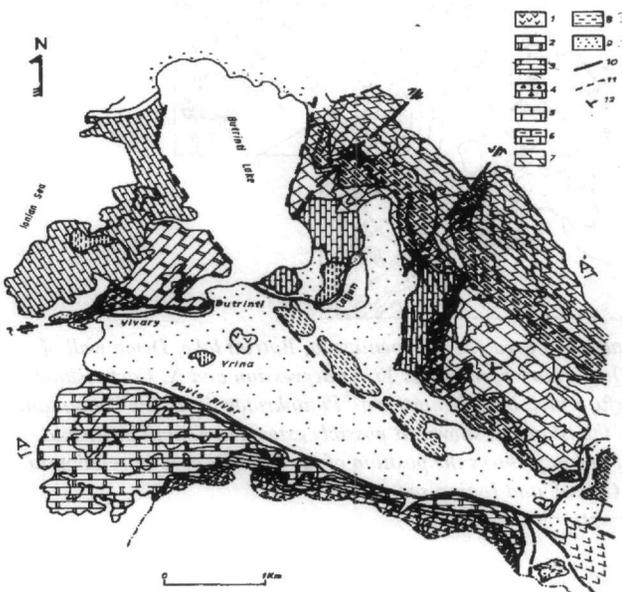


Fig. 2. Geological map of Butrinti area;
1: Lower Triassic evaporates,
2: Upper Triassic - Lower Liassic platform carbonates (Pantokrator),
3: Jurassic limestone,
4: Cretacius conglomerates,
5: Paleogene,
6: Eocene flysch,
7: Oligocene flysch,
8: Neogene (Pliocene mainly),
9: Quaternary (Holocene deposits mainly).

- beach deposits are located along the sea coast and are formed by coarse sand and pebbles

The sedimentary cover, which was detached from the underlying basement along a Lower Triassic horizon has been deformed by thrust and related folds. This horizon outcrops in the forms of diapiric hills. As a result of the “eruption” of the evaporitic diapirs near the hinge, the Butrinti anticline was divided into two parts (fig. 3): to the east the Bogazi anticline and to the west the Karafi monoclin. The dip of the east flank deposits is 25°-30°E and the dip of the deposits of the Karafi monoclin is 15-20° W. The *Bogazi anticline* continues northwards to the Saranda anticline, the eastern flank of which was complicated by a tectonic fault dipping west, resulting an eastern asymmetry.

The superposed molassic deposits form the upper unit and overlie unconformably the Mesozoic one. The presence of the evaporates in the basement and their continued vertical movement have been the main factors driving the structural and paleogeographical changes during Neogene and Quaternary, especially during Holocene times. These deposits form the Xara-Mursi synclinals that generally strike NW-SE. Southwards, the syncline is divided into two synclines, dipping towards Butrinti Lake (Prrenjasi E. 1985; Geological map of Butrinti-Xara region), by a fault that defines the tectonic contact between the limestones on the east and evaporates on the west. The NW part of these synclinals was moved eastward by a transcurrent fault, which also affects the carbonate rocks. A representative simplified geological cross section of the Butrinti area (Vrina) is shown on figure 3.

A-A'; geological cross-section

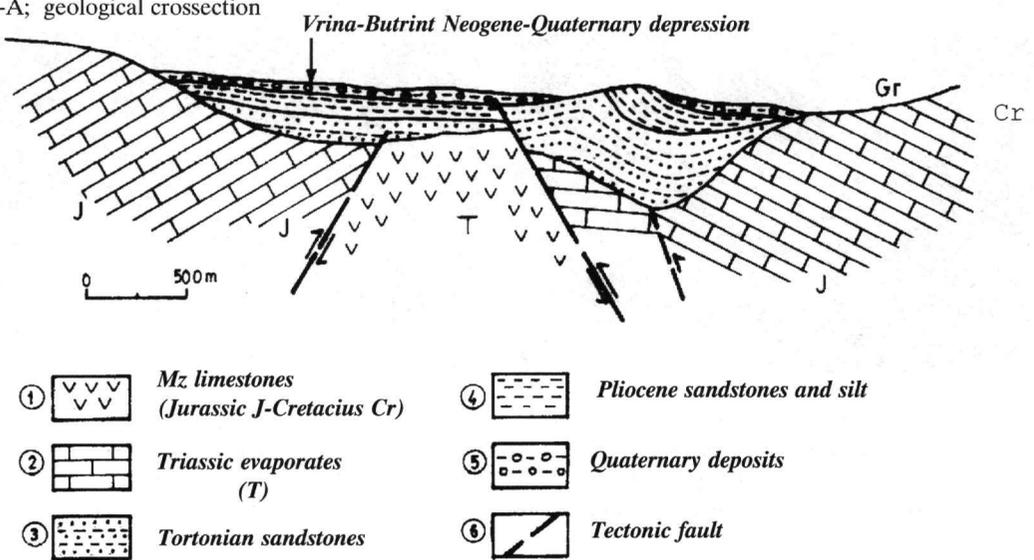


Fig. 3. A simplified geological cross-section across the fold of Vrina (Butrinti area). (AA' site at figure 2). A core of evaporates is shown, carbonates as a unit (Mesozoic limestone) and Neogene as Tortonian (Miocene) and Pliocene sandstones-silts. Although the area is dominated by compressional tectonics (anticlines, reverse faults etc) the surface features (Butrinti fault, Vrina-Pavlo depression) show extensional characteristics. Subsidence seems probable (Plio-quaternary sediments). Buried reverse faults have been drawn on the basis of some unpublished seismic profiles, folding or tilting of the overlying sedimentary rocks, as well as on the fault plane solutions of surface earthquakes of the broader region.

The hill where the Acropolis of Butrinti was built consists of Jurassic “*Pantocrator limestones*”, while the town was developed on the soft Holocene sediments on the southern and southeastern side of the hill. This side is bordered by an E-W to ENE-WSW trending transcurrent fault, which is the extension of a greater strike-slip right-lateral structure of northern Corfu Island (fig. 1). The recent movements of this fault have been identified as normal to oblique-slip structures. It affects basement limestone and molassic deposits, and as expressed on the topography by a steep scarp. NE-SW fault directions (fig. 4) have been observed inside the archaeological site.

The most significant faults strike N-S, delineating the western and eastern sides of the lake (fig. 2). A characteristic fault of this group is located on the N-NW of the Butrinti hill. This is a NNE-SSW trending

oblique-normal fault dipping 75° E. It also defines the contact of “*Pantocrator*” limestone with Tortonian limestone and forms a continuous fault scarp about 400 m long at least. The observed maximum throw at the fault scarp is around 4 m. The upper part of the scarp is intensively eroded while the lower part is still fresh and remnants of fault breccia are observed there.

Representative striated faults (as curves with arrows) of the broader Butrinti region are shown on figure 5. In our analysis the “the best mean tensor” (Carey & Brunier 1974) and “conditioned square minima” (Caputo & Caputo 1988) methods have been applied. They give the three principal axes of the stress (or strain) field, as well as some index with the mean standard deviation or angular deviations, which indicate the reliability of the results. The few analysed measurements from the Butrint E-W to ENE-WSW striking normal fault inside the archaeological site indicate a NNW-SSE trending horizontal σ_3 (minimum) stress axis (local extensional regime), while the representative data from the broader area (regional stress regime) show typical strike-slip domain, where: σ_1 : Az 224° / Dip 100°; σ_2 : Az 92° / Dip 75°; σ_3 : Az 316° / Dip 11°.

These results are consistent with the North Corfu and Vlora-Elbasan right lateral strike-slip faults and especially with the stress field derived from focal mechanism. Representative data from N. Corfu strike slip fault are as follows:

Strike N 90°	Dip 86° S;	Pitch (striation)	27° E right lateral
Strike N 80°	Dip 90° S;	Pitch (striation)	26° E right lateral
Strike N 50°	Dip 85° S;	Pitch (striation)	30° E right lateral

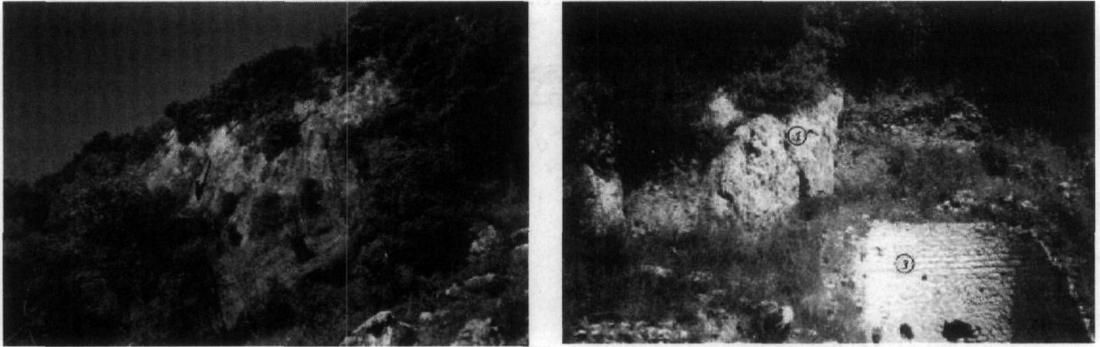


Fig. 4. Left (a) : ENE-WSW striking fault surfaces (contact between basement limestone and recent deposits) inside the archaeological site, that is the eastward extension of the fault scarp of figure 6. Arrows indicate the slip vector (striae direction of dip-slip to oblique-slip fault). Right (b) : The same fault surface some meters eastward : 1, fault plane; 2, historical (post-Roman) scree; 3, ruins of a Roman building.

Seismicity in the region is almost entirely shallow, but evaporate halokinesis is dominant, and fault plane solutions predominantly indicate compression. The seismicity and fault plane solutions of small and moderate earthquakes reveal complicated deformation. Stronger earthquakes along the Albania coast and NW Greece are associated with horizontal compressional stresses (NE-SW) mainly, and secondly with NW-SE trending extension (Muco 1998; Louvari et al, 2000). The most of the activity is probably below the Mesozoic and Cenozoic cover and it is detached rather from the underlying older sedimentary rocks and basement, e.g. Triassic evaporates. So, seismic activity is not associated with surface faults.

ARCHAEOLOGICAL EVIDENCE

Historical record of the southern Albania - Epirus (Greece) and Ionian sea coast is simply not complete. Among the great earthquakes (Ms>6.0) of the region are the 358 AD event, which affected the broader area and destroyed many cities of Epirus (Michailovic 1951; Sulstarova and Kocaj 1975/1989; Albanian Earthquake Catalogue; Papazachos & Papazachou 1989/1997). From all the data, including the catalogue of the Balkan Region (Shebalin et al. 1974) and the recent European Catalogue of Earthquakes of CNR Milan (see Stucchi et al., 1991), it is resulted that the 358 AD earthquake was a very strong event, which occurred somewhere in Northern Epirus (Southern Albania, Northwestern Greece). The location of the epicenter is not well known. Argyrokastro (or Gyrokastr), a town lying 30 km NE of Butrinti is referred as macroseismic epicenter for this event by Papazachos & Papazachou 1997. Maximum Intensity estimated for Argyrokastro is VIII (MM scale),

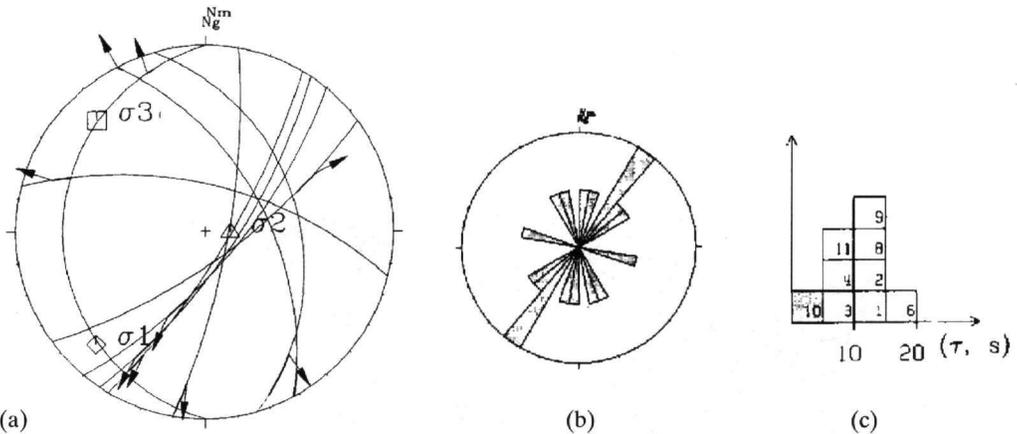


Fig. 5. Stress analysis on the Butrint main NNE-SSW trending right-lateral fault. a) stereographic projection (lower hemisphere) of the measured striated fault planes (as curves) and slip-vectors (striae) as arrows; b) rose diagram of the measured faults. c) histogram of the measured striation.

while the shock was also felt strongly in Ioannina (60 km ESE of Butrinti).

For none earthquake Butrinti or the nearest towns and villages are referred in original sources. With the exception of the Corfu earthquakes of the 17th century, with epicenters close to Butrinti coastal area, no other event can be directly associated the Butrinti, unless they were missed events. The 358 and 1153 shocks are located very close to study area.

The building or re-building phases show that economical, trading and cultural development of the city suffered two important declines, among others, the first, in the later part of the 4th century AD and the second during the 12th century AD. The foundations of the 3rd century AD buildings, including the orchestra of the theatre, the temple of Aesculapius (1st and 2nd centuries AD) and Roman baths, are today flooded with fresh water 10 to 60 cm deep. Analysis of subsidence on the basis of the archaeological remains is complicated by a variety of factors, and these difficulties must be acknowledged. Most serious is the inability to identify the position of features in relation to sea level at the time of their usage. This of course depends on the tide (maximum observed 40 cm) and season, but it generally indicates a post Roman subsidence of the area, either due to compaction or tectonic movements. But the present day water quantities covering the whole theater orchestra and surrounding areas staying today under sea level, suggest the idea of subsidence. The hydrological data from the Hydrometeorological Institute of Albania are fragmented and unavailable. The subsidence of the area is connected with the tectonic movements, that is possibly coseismic displacement of the Butrint fault or aseismic creep.

The main issue addressed in this study was the cause of destructive event which affected Roman building firstly and Byzantine secondly. In most of the Roman buildings there are observable fissures of possible earthquake origin. These are: Diagonal shear fissures (joints), opening cracks, inclination of wall blocks, displacements of foundation stones (offsets). The most characteristic are those of the theater (fig. 6) and the foundation offset of the eastern wall. The terraced seating (auditorium) and the area around the theatre is a typical example of earthquake damage. Terraced seating and the avenue aged to the 3rd century BC, while the stage is of the 2nd century BC. Shear diagonal fissures have been found on the terraced seating on both sides and on their support walls. Photograph of the figure 7 and the corresponding diagram is from the western side of the theater, while such joints passing through two or more adjacent blocks (troughgoing joints) and in infrastructure lying on the ground mainly as an old Greek theater is, could be formed only under high strain. Such joints require energy released from an earthquake event than to be related to weathering process or simply compaction. Numerous other examples of dislocated stones (joints) were observed. Some are also clearly visible on the Tower Gate (2nd century BC) and Lake Gate (4th century BC) (fig. 7). Within the walls shear diagonal fissures are orientated $N60^{\circ}$ E. Most of these monuments were built before the 4th century AD. Fissures have found also in two dwelling houses, close to the Amphitheater, Nymphaeum of 1st-2nd century AD, not so clear in Roman Baths, 4th to 2nd century BC, and in a Roman house of the 1st to 2nd century AD. On the later some vertical open cracks on the walls are probably due to seismic vibration or seismic fault activation.

To avoid the features of destruction caused by nonseismic forces, such as climate and static loading, we have

conducted of the ground deformational features, the most probable due to earthquake shaking or seismic fault primary effects, that is 15 cases out of about 30. They were compared to similar seismic phenomena from the broader area and from global experience as well (e.g. Guidoboni 1989; Stiros & Jones 1996; Galadini & Galli 1999; Korjenkov & Mazor 1999). There are also many other cases in Albania, during the 20th century, that strong or either moderate earthquake, followed by liquefactions, cracks on grounds or on foundations, falls of river banks and subsidence in unconsolidated alluvial deposits, soil cracking and sinking were observed, especially in the Periadriatic coastal area (Kociu et al.,1996; Kociu 1997).



Fig. 6. Photograph of the 3rd century BC terraced seating (auditorium) of Butrinti Theatre. Deformed construction and especially open fissures are shown by arrows at the western side of the auditorium. Right down corner: the sketch of the diagonal shear cracks.



Fig. 7. The 4th to 2nd century BC Tower Gate (inner part). The most typical example of earthquake destroyed walls and foundation probably due directly to seismic fault activation, that is cracks (arrows) and tilted side (right) of the foundation.

Mapping observed earthquake damage in the city (fig. 8) highlighted two sets of fissure orientations. The older set, trending NE-SW, occurs throughout the site and is concentrated on the NE and SW sides of the monuments. These are generally diagonal shear fissures (striking 60° N) and, occasionally, open cracks. The majority of the monuments displaying this type of damage were built before 4th century AD, for example the terraced seating of the theatre (3rd century BC), Tower Gate (2nd century BC) and the Lion Gate (2nd century BC). Therefore, this damage is restricted to the western part of the town mainly and around the wall, that is the Hellenistic-Roman area, and remained un-repaired until they were excavated by archaeologists (second quarter

of 20th century). In conclusion this evidence infers that all these observed phenomena in the Butrinti archaeological site are probably the result of fault activity, either co-seismic or sympathetic. They probably relate to the little known 358 AD earthquake.

A second set, comprising only shear diagonal fissures, strike 0° N, and occur on the N and S walls of the younger Christian basilica (5th-11th century AD) (Hasani, Xh. 1990), which was built in the 5th to 6th century AD and reconstructed twice, in the 9th and 13th century AD. Therefore, this damage is only in the eastern northeastern part of the town where the Byzantine monuments extent. These can probably be related to a possible seismic destruction of the 1153 earthquake, a poorly documented event, as it is also referred in the Albanian earthquake catalogues (Sulstarova 1975; Muco 1996).

Fissures are also present in many other of the structural remains and were probably created by strong earthquakes of static origin of dislocation or weathering. However, dating the fissures is difficult due to: subsequent earthquakes in the active zone, the destruction of the fissures in monuments as a result of wars, archaeological reconstruction and natural erosion; the fragmented character of the fissures as a result of the destruction of the foundations of the monuments, lack of historical macroseismic evidence for the area.

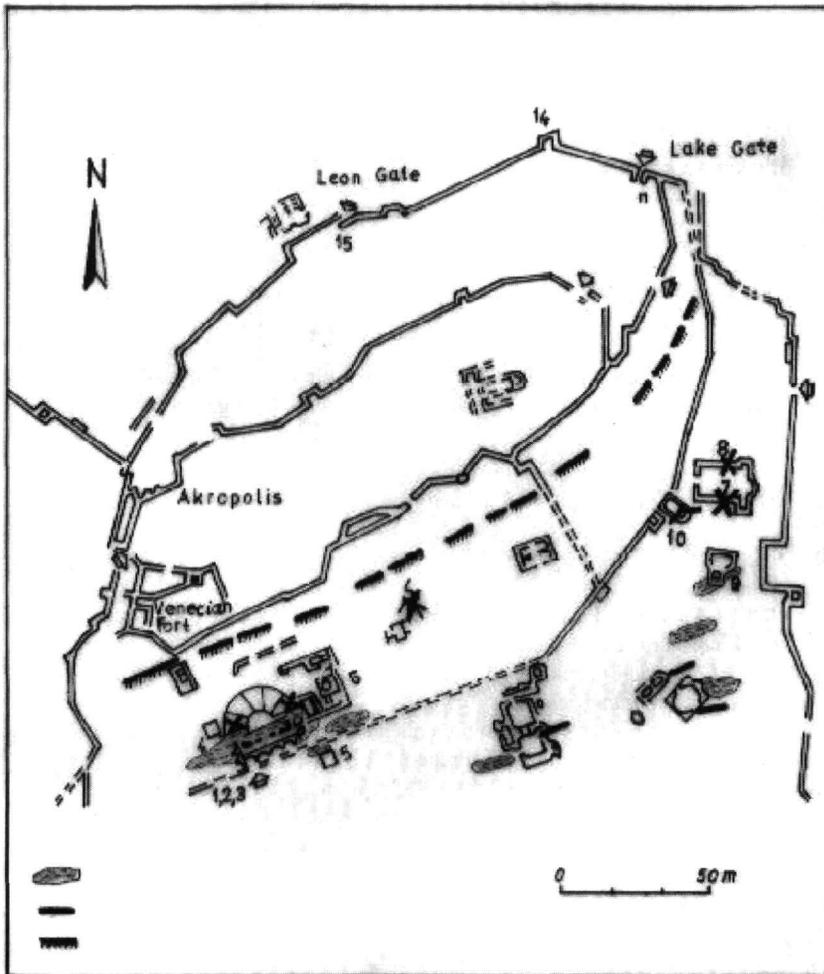


Fig. 8. Map of earthquake damages observed inside the archaeological site. Numbers indicate the places of observed "seismic" fractures and shadow areas covered by water (under see level). 1,2,3, Amphitheater (3rd-2nd c. BC) and surrounding Hellenistic (?) and Roman walls. 4, Small Temple of Esculap (Aesculapius). 5, Roman house. 6, Greek house foundation. 7,8, Palaeochristian Basilica (Cathedral). 9, Nympheum. 10, Tower Gate. 11, Lake Gate. 12, Foundation. 13, Church. 14, Wall. 15, Leon Gate.

PRELIMINARY CONCLUSIONS

The destruction is widespread in the archaeological site of Butrinti especially on the flat lowland, but it cannot be correlated to similar findings over the broader area. On the other hand the broader area was affected by many seismic events, and a hypothesis of seismic damage in the archaeological site as mentioned above, is very probable. But it does not agree satisfactory with the few historical data, because the historical seismicity of Albania is imperfectly known. Large magnitude events can be inferred, which created shear diagonal fissures with a NE-SW direction and is probably related to the activation of the known NE-SW trending active fault. The observable subsidence and dislocation could be considered as a reasonable consequence of seismic activity, as well as "aseismic" creep and geomorphologic changes.

A first hypothesis could suggest that cracks surrounding the Acropolis along the margins of the basement with the soft Holocene sediments, where the Hellenistic, Roman and Byzantine towns mainly developed, they are due to creeping and other natural processes, e.g weathering, compaction, underground water fluctuation.

A second hypothesis suggests that observed damages due to a long or short distance shock shake. So, they are the result of seismic shaking and not of primary fault activity, although it is clear that they systematically follow, more or less, pre-existing tectonic structures. A hypothesis of blind reverse fault (fig. 4) is also probable. The oldest known event occurred around the late 3rd and 4th centuries is that of 358 AD. In this case the Butrinti can be considered the macroseismic epicenter of the 358 AD strong earthquake, where primary destruction due to seismic fault damages are evident. The maximum Intensity of this event can then be considered as IX to X, because of the seismic cracks affecting foundation mainly and the theater terraced seating on the ground. The epicenter of the poorly known seismic event of the 1153 AD could also can be considered in Butrinti, with a degree of uncertainty.

ACKNOWLEDGMENT

This work supported by the General Secretariat of Science and Technology of Greece in the framework of a bilateral Greek-Albanian project on the "Neotectonic mapping of Albania". Thanks are due to Albanian colleagues S. Aliaj (Seismological Institute of Tirana), A. Marto and V. Mello (Polytechnic University of Tirana), as well as to the archaeologists D. Condi (Butrinti) and Dr K. Chatzi (Greece) and to K. Pefitselis. The initial information for seismic affects in the Butrinti archaeological site came from an Albanian report (Xh. Hasani 1989).

REFERENCES

- CAPUTO, M., & CAPUTO, R. (1988). Structural analysis: new analytical approach and applications. *Ann. Tectonicae*, 2 (2): 84-89.
- CAREY, E. & BRUNIER, B. (1974). Analyse theorique et numerique d'un modele mecanique elementaire applique a l' etude d' une population de failles. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 279, 891-894.
- GALLADINI, F. & GALLI, P. (1999). Palaeoseismology related to the displaced Roman archaeological remains at Egna (Adige Valley, northern Italy). *Tectonophysics*, 308, 171-191.
- GUIDOBONI, E., (1989). I terremoti prima del Mille in Italia e nell' area Mediterranea. *ING ed. SGA, Storia-Archaeologia-Sismologia. Bologna*. 765pp.
- HASANI XH. 1989. Sur les consequences des tremblments de terre dans la ville de Butrint. *Monumentet Nr 2, 1989*, Tirana, Albania. (in Albanian summary in French).
- GEOLOGICAL MAP OF ALBANIA (scale 1:200,000). 1983.Tirana, Albania.
- KOCIU, S. (1997). Induced Seismic Impact's Assessment in coastal area of Albania. *Seismological Institute of Tirana . Unpublished Rapport* (in English), 21pp.
- KOCIU, S., SHUTERI, P. AND KAPLLANI, L. (1996). Seismic Hazard Assessment at local site levels. Durres city case. *Proceed. 4th Intern Conference "Structures under Shock and Impacts: SUSI '96" Udine July 1'996. Wessex Institute of Technology, Southampton (UK)*.
- KORJENKOV, M.A. & MAZOR, E. (1999). Earthquake characteristics reconstructed from archaeological damage patterns: Shivta, the Negev Desert, Israel. *Isr. J. Earth Sci.* 48, 265-282.
- LOUVARI, E. KIRATZI, A., PAPAACHOS, B. AND HATZIDIMITRIOU, P. (2000). Fault plane solutions determined by waveform modeling confirm tectonic collision in eastern Adriatic. *PAGEOPH* (in press).
- MICHAILOVICH, D.J. (1951). Catalogue des tremblements de terre Epiro-Albanais. *Zagreb*, 73pp.
- MUCO, B. (1994). Focal mechanism solutions for Albanian earthquakes for the years 1964-1988, *Tectonophysics*, 231, 311-323.

- MUCO, B. (1998). Catalogue of $ML \geq 3.0$ earthquakes in Albania from 1976 to 1995 and distribution of seismic energy released. *Tectonophysics* 292, 311-319.
- PAVLIDES S.B. (1996). Palaeoseismology: a branch of Neotectonics linking Geological, Seismological and Archaeological data – an introduction. In: S. Stiros & R.E. Jones, (eds) *Archaeoseismology; Fitch Laboratory (7), British School at Athens*. 15-19 pp.
- PAPAZACHOS, B. & PAPAZACHOU K. 1989/1997. The earthquakes of Greece. Ziti public. Thessaloniki, (in Greek;English version 1997). 356/304 pp.
- PRRENJASI E. et al., 1985. Geological Map of Butrinti – Xara region. *Geological Institut of Oil and Gas. Fieri, Albania. (unpublished)*.
- SHEBALIN, N.V., (Editor). (1974). Catalogue of Earthquakes. Part II, prior to 1901. *UNDP/UNESCO survey of the "Seismicity of the Balkan Region"*. Skopje.
- STIROS, S. (1988). Archaeology, a tool to study active tectonics - the Aegean as a case study. *Eos*, Transaction of the American Geophysical Union (13 December 1988), 1633-1639.
- STIROS, S. & R.E. JONES, (eds) (1996). *Archaeoseismology; IGME-British School at Athens, Fitch Laboratory (7)*, 268 pp.
- STUCCHI, M. POSTRISCHL, D. AND SLEJKO, D. (editors), (1991). Investigation of Historical Earthquakes in Europe. *Tectonophysics*, 193, 251 pp.
- SULSTAROVA, E. AND KOCIAJ, S. (1975/1989). The catalogue of Albanian Earthquakes. *Publ. of the Seismological Center of Tirana, (in Albanian). The historical earthquakes of Albania and surrounding area for the period prior to 1800 ($I_0 \geq 8$) and the period 1800-1900 ($I_0 \geq 7$). Publ. Acad. Sci PSP of Albania, Tirana, 13pp.*
- SULSTAROVA, E. AND KOCIAJ, S. 1989. The historical earthquakes of Albania and surrounding area for the period prior to 1800($I_0 \geq 8$) and the period 1800-1900 ($I_0 \geq 7$). *Publ. Acad. Sci of PSP of Albania, Seismological Center. Tirana, Albania. 13pp.*
- TECTONIC MAP OF ALBANIA (scale 1:200,000). 1983. Tirana, Albania.
- UGOLINI, L.M. 1942 "L' Acropoli di Butrinto" in *Albania Antica*, vol. III Rome
- VASO P. et al., 1990. Geological evolution of Miocene deposits of the Xara – Mursi region. ISPGJ, Tirana, Albania. (unpublished).

TECTONIC RELATIONSHIP BETWEEN THE KRUJA (GAVROVO) AND THE IONIAN ZONES OF THE ALBANIA THRUST BELT

E. PRENJASI¹, M. SINA¹, F. AVDULAJ¹, Y. SULAJ¹

ABSTRACT

The Kruja zone and the Ionian one are integral parts of the Albanian Thrust Belt, which lie directly in the northern continuation of the Western Hellenic Nappes up to their interruption against the thrust front.

Flysch of the Oligocene and rarely carbonate deposits of Cretaceous-Eocene age consist the area along the boundary between the two zones in question.

Deposits of both tectonic zones are similar. But, despite the lithological similarities, presence of conglomerates in the Oligocene flysch and dolomites in the Cretaceous carbonates are the main characteristics of the Kruja zone. Whereas, pelagic carbonates in the Cretaceous section, as well as presence of detritic foraminifer limestone in the Oligocene flysch typify the Ionian zone.

1. INTRODUCTION

Numerous detailed geological surveys, seismic surveys and exploratory wells, carried out along the area between the Kruja and the Ionian zones have provided an invaluable information on their facial, structural and tectonic features. Nevertheless, there are still principal discussions on the tectonic relationship between them. The main question is whether there is a big thrust between these two tectonic zones or a real gradual transition exists. It is a big question, because of its influence on depicting the spatial position and estimation of the oilbearing perspective of the oil prospects in both tectonic zones in question.

2. LITHOLOGICAL CORRELATION OF THE CARBONATE AND FLYSCH DEPOSITS BETWEEN THE KRUJA AND THE IONIAN ZONES.

Both sides' areas, along the contact between the Kruja zone and the Ionian one, in southern part of the Albanides Thrust Belt consist of flysch deposits of the Oligocene age. Farther north the molasses deposits of Miocene cover transgressively the flysch and flyschoid deposits. Nevertheless, existing seismic data and dry exploratory wells ones offer the possibility of interpreting the tectonic relationships between these two tectonic zones under the molasses cover (Fig.1, 3).

Lithological features of the Lower Oligocene flysch deposits of the Kruja and the Ionian zones are similar to each other. So, flysch deposits of this age in both zones consist of intercalations of sandstone, siltstone, clays, as well as puddings and limestone olistholiths of the Cretaceous and the Eocene age (Fig.2). Whereas the Middle and Upper Oligocene flyschoid deposits of the Kruja zone consist of massive sandstone, conglomerates and puddings. Meanwhile a more fine material as foraminifers limestone, marly clays and clays characterize the flysch of these ages in the Ionian zone (H. BAKIA, et al., 1987)

Regarding the facial nature, in carbonate deposits of the Cretaceous are observed some interesting phenomena. So, these deposits consist chiefly of dolomite limestone, bituminous dolomite and bituminous shale in the eroded carbonate anticlines of the Kruja zone, as Tomorri, etc. (E. PRENJASI, et al., 1981). Whereas in their counterparts in the Ionian zone is not found any dolomite layer. Meanwhile, carbonate deposits of the Cretaceous section in Melesini anticline located in the same structural chain with the Tomorri anticline, along the western edge of the Kruja zone are quite similar to their counterparts in the Ionian zone (Fig. 2). In other words the anticline of Melesini represents an example of gradual lithological changes of the carbonate deposits between the Kruja and the Ionian zones (E. PRENJASI, et al., 1997).

1. Oil & Gas Institute, Department of Geology, Fier, Albania

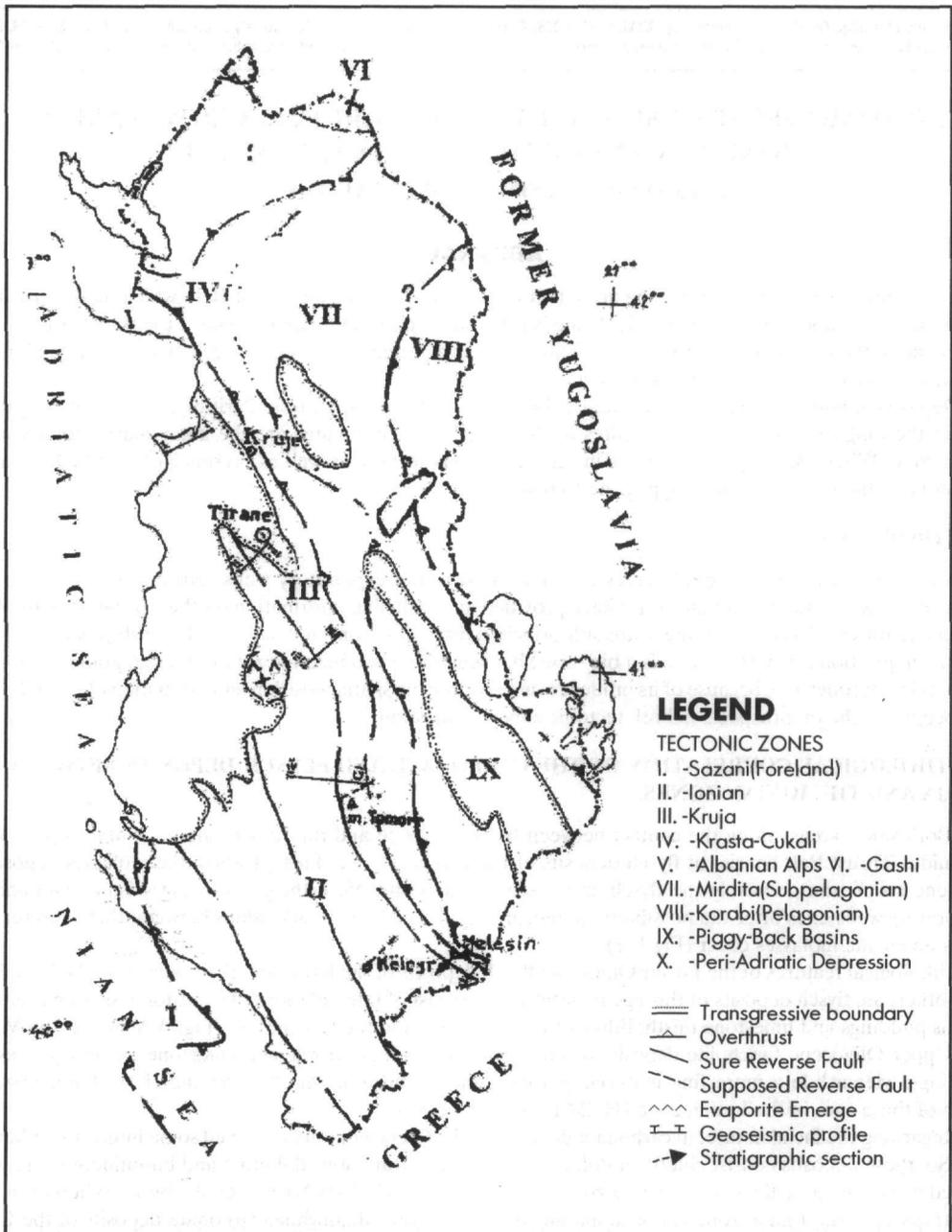
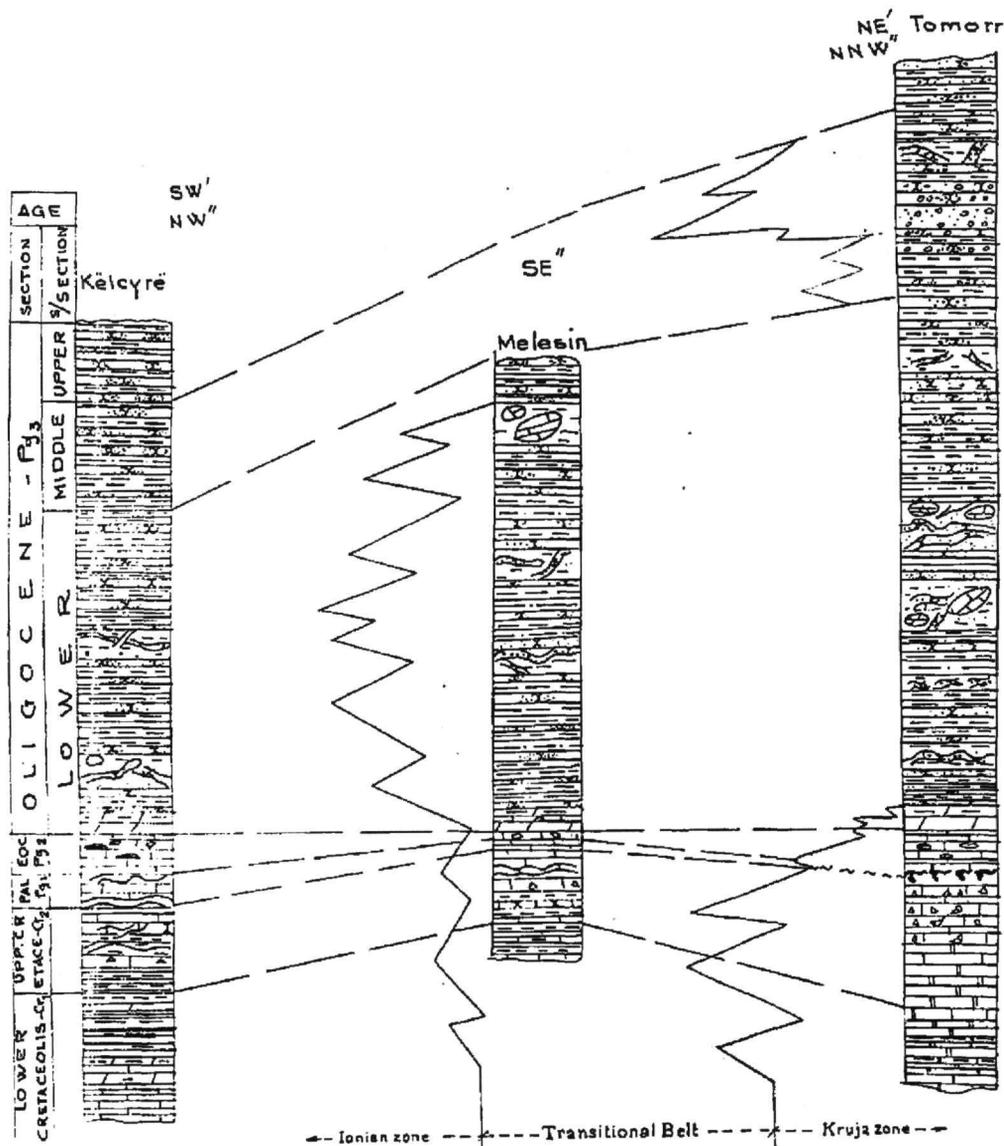


Fig.1 Schematic Tectonic Map of Albania
(From H. Bakia 1987, E. Prenjasi 1991)

3. STRUCTURAL FEATURES AND TECTONIC RELATIONSHIPS BETWEEN THE KRUJA AND THE IONIAN ZONES.

The structural and tectonic features of the anticline structures of the Kruja and the Ionian zones are very similar to each other. So, in both zones in question prevail folds of the western asymmetry, associated frequently with longitudinal reverse folds along the western flanks of the eroded structures (Fig. 3,6). Whereas faults of back-thrust type are depicted rarely (Fig. 3). (E.PRENJASI, 1991) Additionally there is not a solely remarkable



Legend

SW' - NE' Cross trending

NW''-SW''-NNW'' longitudinal trending

W Supposed lithological changes

■■■ Hiatus filled up with bauxites

Fig.2 Correlation scheme: Comparison of the carbonate and flysch deposits of the Kruja zone with their equivalences in the Ionian one. Gradual lithological changes have taken place across both zones and extensionally, within the same zone. They are more emphasized and obvious in the Cretaceous carbonate deposits than in the Oligocene flysch ones.

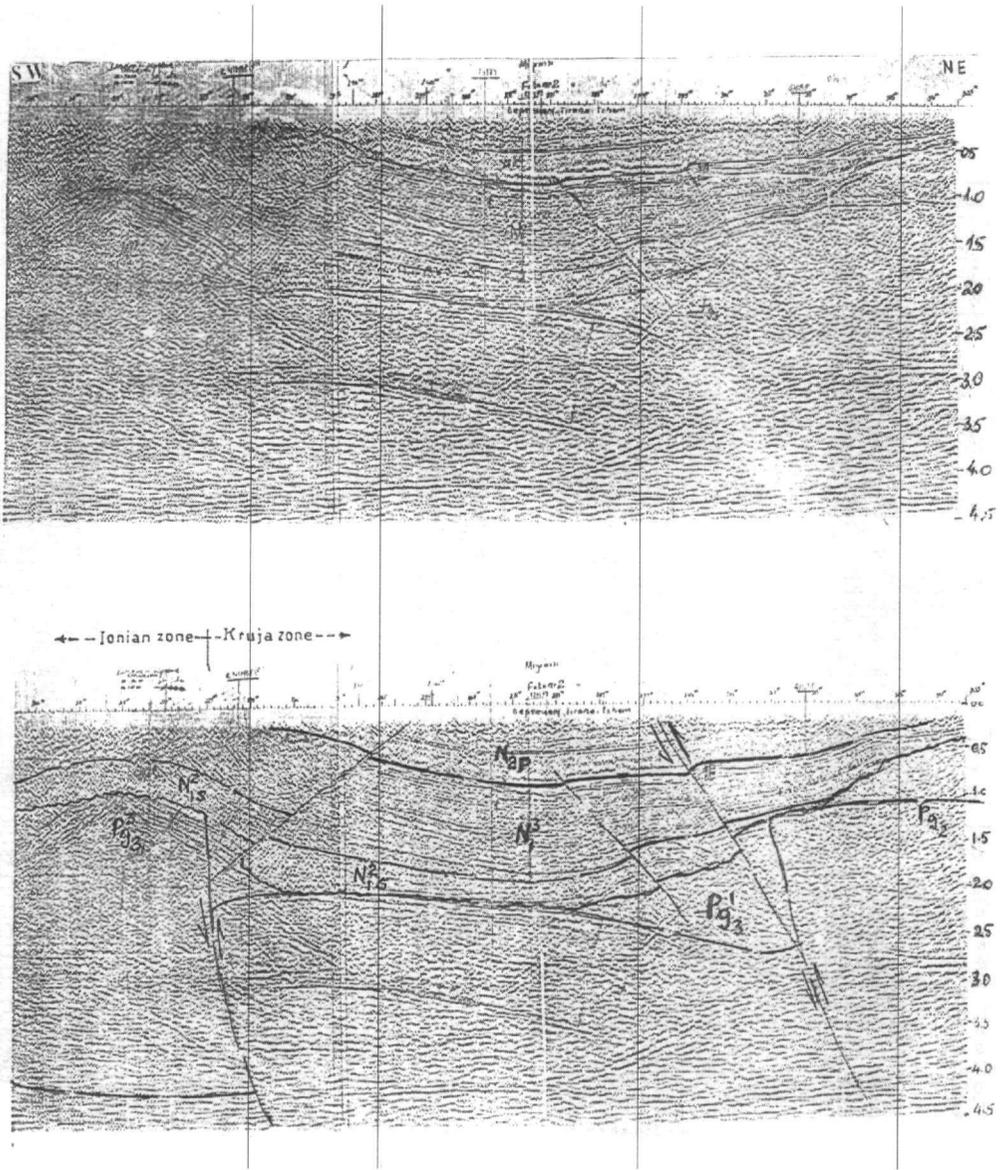


Fig.3 Geoseismic cross section I-I: Westward thrust of a buried anticline of the western edge of the Kruja zone onto the Ionian one. N_{2p} -Pliocene, N_1^3 -Messinian, N_1^2 -Serravallian, Pg_3^3 -Upper Oligocene, Pg_3^1 -Lower Oligocene, Pg_2 -Eocene

continuous tectonic contact between the Kruja and the Ionian zones. So, there are two almost parallel reverse faults, which die and replace each other along their extension through Oligocene flysch at surface. What is more important, a normal tectonic transition from the eastern flank of the Maraku anticline (Ionian zone) to a big syncline of the Kruja zone is detected following the top Eocene limestone horizon, towards the depth in a cross seismic section (Fig.5).

Normal is also the transition from the western flank of the Melesini (Leskoviku) anticline (Kruja zone) to its neighboring syncline in the Ionian zone (E. PRENJASI, 1997).

Other examples of essential normal structural transition are depicted in the west of the anticline structures of Rova and Papri located along the western edge of the Kruja zone. In these cases, both anticlines consist of

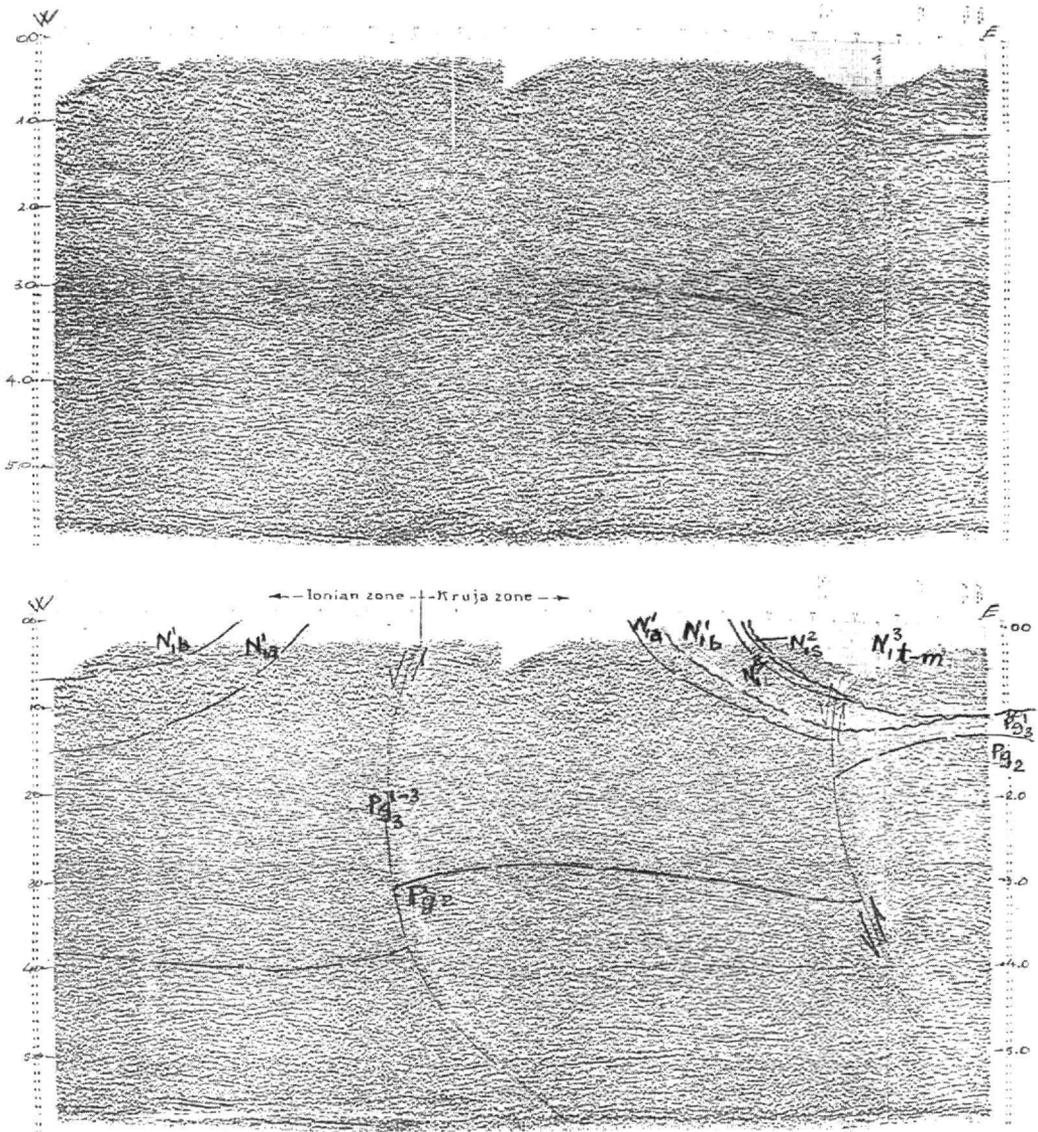


Fig.4 Geoseismic cross section II-II: Reverse fault between an anticline structure overlain by the Oligocene flysch deposits of the Kruja zone and a syncline structure of the Ionian one. N_3^3 -Tortonian-Messinian, N_{1s}^2 - Serravallian, N_{1L}^2 -Langhian, N_{1b}^1 -Burdigalian, N_{1a}^1 -Aquitanian, Pg_3^{1-3} -Lower - Upper Oligocene, Pg_2 - Eocene

deposits of the Middle Oligocene age at surface (Fig.4). While longitudinal reverse faults complicate the flysch deposits along their western flanks, but these faults may remain suspended in the flysch deposits of the Lower Oligocene age, in depth.

Additionally, gradual transition between the Kruja and the Ionian zones is presented in a study on the Aegean region (V. JACOBSHAGEN, et al., 1987).

4. CONCLUSIONS

1. Considering the following facts:

- Facial similarities and gradual transitions of flysch and carbonate deposits between the Kruja zone and the Ionian one.

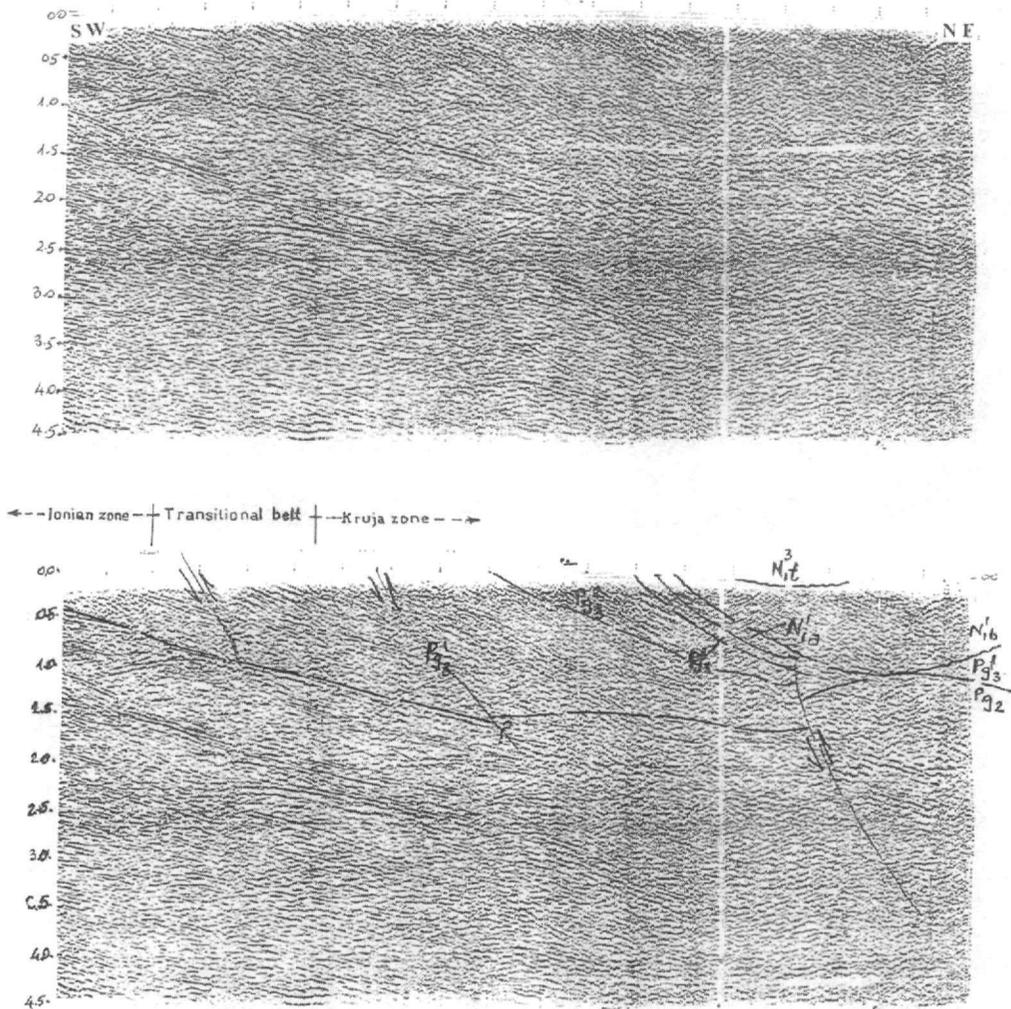


Fig.5 Geoseismic cross section III-III: Gradual structural transition from an anticline structure of the Eastern part of the Ionian zone to a syncline structure of the central part of the Kruja one. N_{1t}^3 -Tortonian, N_{1a}^1 -Burdigalian ("Levani" suite), N_{1a}^1 -Aquitanian, Pg_3^3 -Upper Oligocene, Pg_3^2 -Middle Oligocene, Pg_3^1 -Lower Oligocene, Pg_2 -Eocene

- Structural and tectonic similarities between the anticline structures of both tectonic zones in question.
- Existence of sectors with normal tectonic transition, from the Kruja zone to the Ionian one, as well as of the sectors with tectonic contact between them.

It is clear that the transition between the Kruja (Gavrovo) zone and the Ionian one is essentially gradual.

2. The anticlines covered successively with a considerable flysch thickness, as Paprri, Rova, etc. deserve further attention as potential oil prospects.

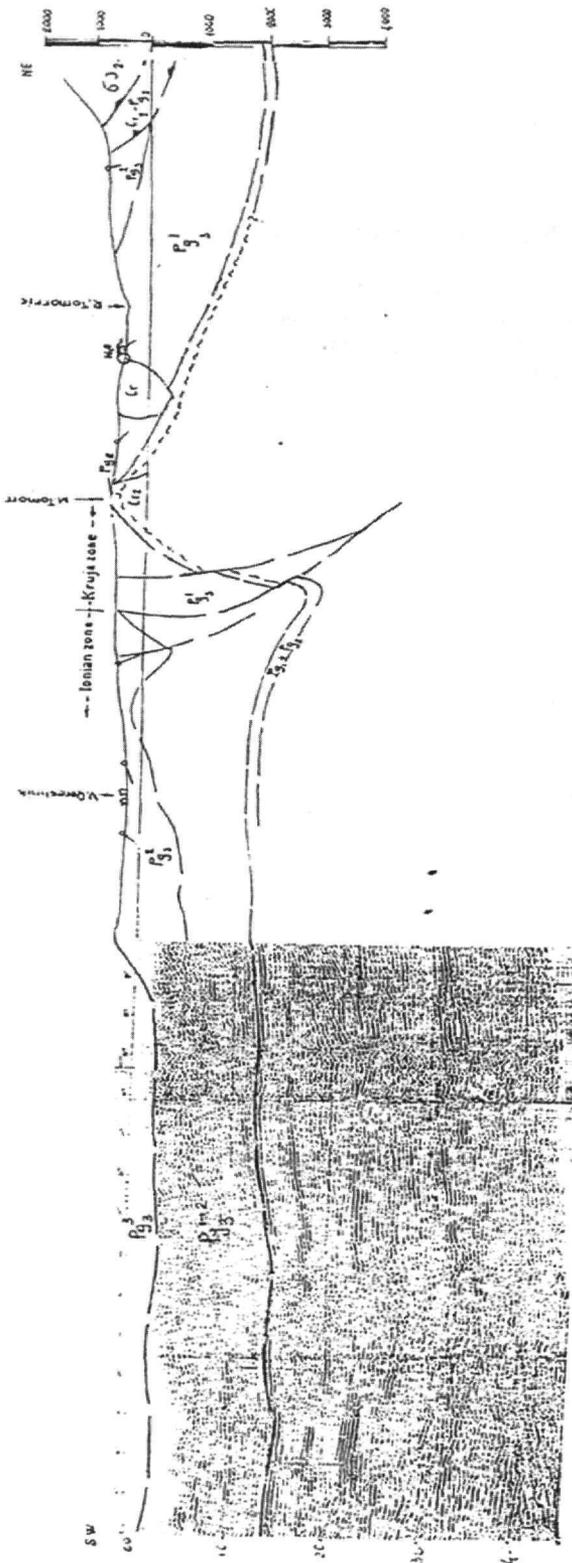


Fig.6 Geoseismic cross section IV-IV: Westward thrust of an eroded anticline of the Kruja zone onto the Ionian one. P_3^3 - Upper Oligocene, P_3^{1+2} - Lower and Upper Oligocene, P_3^1 - Lower Oligocene, P_3^2 - Paleocene and Eocene, Cr_2 - Upper Cretaceous, S_3 - Ultrabasite rocks

REFERENCES

- E. PRENJASI, B. MEHMETI, 1979. Geological Setting and Oilgasbearing Perspective of the “Krrabe-Killojke” Region. (*Geological Survey Report*) (*In Albanian*)
- E. PRENJASI, TH. SHTETO, 1981. Geological Setting and Oilgasbearing Perspective of the “Dobrenje-Zelevizhde” Region. (*Geological Survey Report*)(*In Albanian*)
- E. PRENJASI, 1991. Tectonic style and present setting of the carbonate structures overlain by flysch in the Ionian zone. (*Doctorate Thesis*)
- E. PRENJASI, 1997. Geological Setting and the Oilgasbearing Perspective of the “Perati” Region. (*Complex Geo-seismic Synthesis*)
- H. BAKIA, D. YZERIRI, H. DALIPI, I. DHIMULLA, 1987. Geological Setting and Oil gas-bearing Perspective of the Kruja, Ionian, Sazani zones and Peri-Adriatic Depression (*Complex Geo-seismic Synthesis*)
- V. JACOBSHAGEN, S.E. DURR, F KOCKEL, O.K. KOOP, G. KAVALOZYK, 1987. Structures and geo-dynamic Evolution of the ‘Aegean’ Region. (*In English*)

STRUCTURE AND DEFORMATION HISTORY OF ASTYPALEA ISLAND, AEGEAN SEA

U. RING¹

ABSTRACT

Astypalea Island lies south of the Late Cretaceous to Eocene high-pressure belt of the Cyclades and north of the Miocene high-pressure belt of the External Hellenides. The rocks of the island belong to the Tripolitza unit. The latter unit occupies a critical tectonic position in Astypalea between the unmetamorphosed Tripolitza rocks in Crete and the high-pressure Basal unit, which is correlated to the Tripolitza unit, in the Cyclades. We have subdivided the deformation history of Astypalea Island into four events, D_1 through D_4 . The problem with interpreting the structural data is that the D_1 and D_2 events cannot unequivocally be ascribed to horizontal crustal contraction or crustal shortening. In our interpretation, D_1 caused top-S internal imbrication within the Tripolitza unit as a result of crustal shortening. We envision that this event occurred when the Phyllite-Quartzite and Plattenkalk units were underthrust beneath the Tripolitza unit in the Oligocene. D_2 was probably associated with top-N extension and may be related to large-scale crustal extension across the Cretan detachment in the Early Miocene. D_3 caused high-angle faulting due to E-W contraction and D_4 was due to N-S extension.

KEY WORDS: Structure, Deformation, Tripolitza unit, Astypalea Island, Aegean, Greece.

1. INTRODUCTION

Astypalea Island is situated between the Late Cretaceous to Eocene high-pressure belt of the Cyclades and the Miocene high-pressure belt of the External Hellenides (Fig. 1). It is made up by apparently unmetamorphosed or weakly metamorphosed limestones and marls of the Tripolitza unit, which are overlain by Eocene to Oligocene flysch (IGME, 1986). The Tripolitza unit (Philippson, 1892) represents an external platform sequence which was flanked to the north by the Pindos basin and to the south by the Ionian basin (Jacobshagen, 1986; Papanikolaou, 1987). Platform-type carbonates range in age from Late Triassic through Late Cretaceous (Fleury, 1980). Bauxite deposits, soil horizons and intraformational breccias indicate periodical emergence of the platform. The Tripolitza platform subsided from the latest Cretaceous through the Eocene as indicated by deposition of nummulite-bearing marls on top of rudist-bearing platform carbonates.

The Tripolitza unit in Astypalea occupies a critical position between the unmetamorphosed Tripolitza unit in Crete and the high-pressure (350-400 °C, 8-10 kbar) Basal unit in Evia, Tinos, Fourni and Samos in the Cycladic zone (Fig. 1). The Basal unit has been correlated to the Tripolitza unit by Avigad et al. (1997), Shaked et al. (2000) and Ring et al. (1999, 2001). On Amorgos Island to the northwest of Astypalea, rocks which belong to the Tripolitza unit (Fytrolakis et al., 1981) show a weak high-pressure overprint (<350 °C, 5-8 kbar; Minoux, 1981).

The latest Cretaceous through Eocene subsidence of the Tripolitza platform is interpreted to have resulted from thrust loading caused by the southward advancing internal thrust sheets. Widespread flysch deposition in the Late Eocene and Oligocene in the Pindos and Tripolitza units of the External Hellenides are also related to thrust propagation and the development of topography in the hinterland. In Evia, Katsikatos et al. (1986) and Shaked et al. (2000) proposed that the Tripolitza unit in the Almyropotamos window was overthrust by the Cycladic blueschist unit in the Oligocene. In the Early Miocene, the basal contact of the Tripolitza unit was reactivated as a large-scale extensional detachment, which facilitated rapid exhumation of the more external high-pressure Phyllite-Quartzite and Plattenkalk units in its footwall (Fassoulas et al., 1994; Thomson et al., 1999).

The aim of this contribution is to report the results of reconnaissance structural mapping on Astypalea Island. Our work shows that Tripolitza limestones were emplaced on top of Tripolitza flysch by top-S shearing during a first deformation event. This was followed by top-N movement, which was mainly localized within the flysch. A third deformation event led to faulting during E-W contraction followed by normal faulting due to N-S extension.

1. Institut für Geowissenschaften, Johannes Gutenberg-Universität, 55099 Mainz, Germany

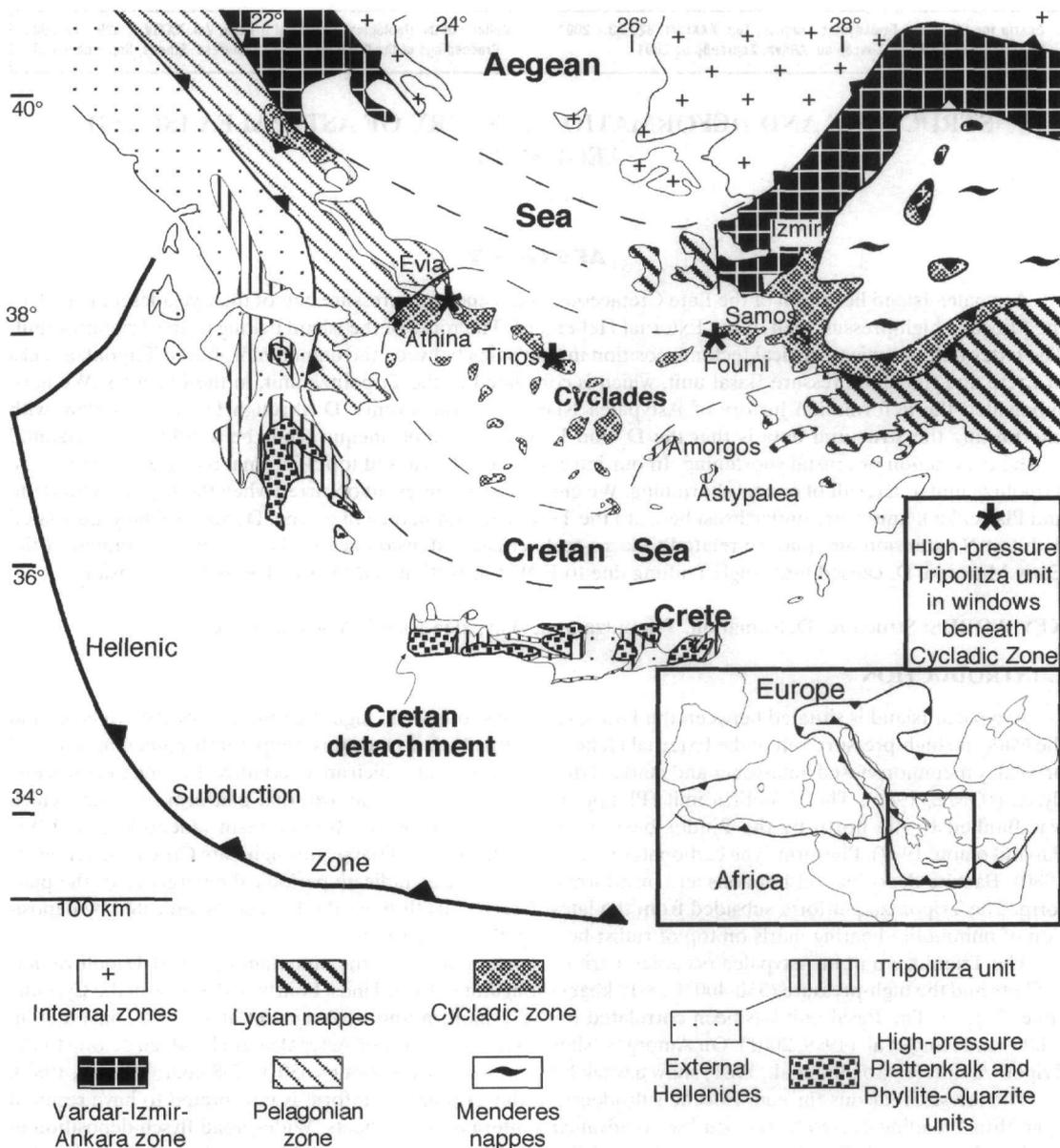


Fig.1: Generalized tectonic map of the Aegean showing position of Astypalea Island (modified from Jacobshagen, 1986). Insert: Miocene to Recent thrust fronts in Mediterranean region and location of main map.

2. LITHOLOGY AND STRUCTURE

The carbonates of the Tripolitza unit on Astypalea Island grade in their upper parts into 10-30 m thick marls, which are Paleocene to Early Eocene in age (IGME, 1986). On top of the marls follow flysch deposits. The flysch mainly consists of carbonate-free lithic sandstones with a few conglomerate layers. Boulders in these conglomerates are up to 40-60 cm in diameter and were derived from the Tripolitza and Pindos units. In addition, also peridotite clasts occur (IGME, 1986), which must have a source high up in the nappe stack above the Pindos unit. The occurrence of limestone blocks of more than 100 m in diameter in the upper parts of the flysch (Fig. 2) may either represent olistoliths or imbricated slices associated with the emplacement of the Tripolitza limestone sheet above the flysch.

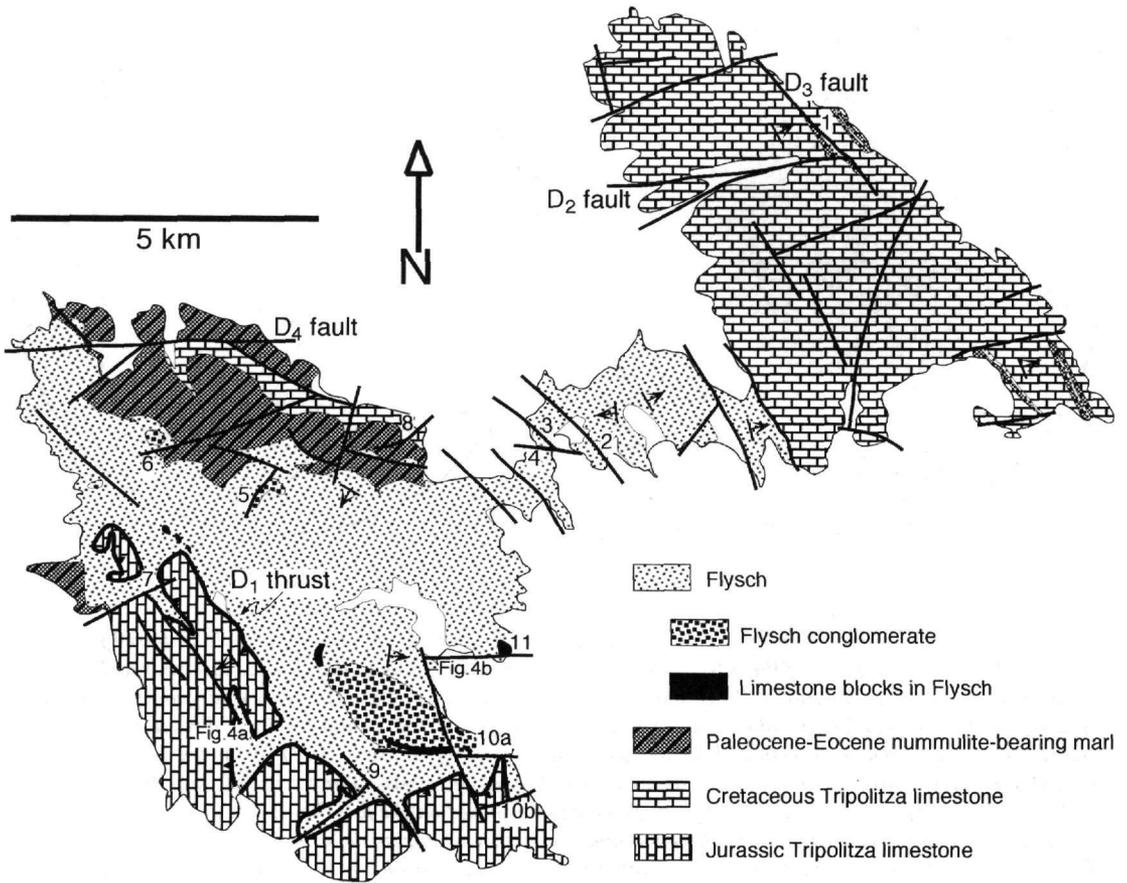


Fig.2: Tectonic map of Astypalea Island (modified from IGME, 1986). Note that W-striking D_2 faults are cut by NNW- to NNE-striking faults (D_3 faults), which are in turn cut by W-striking D_4 faults.

The general structure of Astypalea Island is relatively simple. The lower part of the island is made up of Cretaceous platform limestones, marls and flysch representing an undisturbed transition from shallow marine limestones via deeper marine marls to sub-CCD flysch. On top of the flysch rest with a tectonic contact Jurassic platform limestones (IGME, 1986) (Fig. 2). The foliation dips in general shallowly and depicts a weak great-circle distribution. The inferred large-scale fold axis plunges gently to the east-southeast (Fig. 3). The axial planes of inferred large-scale folds dip steeply to the north-northeast. Subsequent to foliation development, the island was cut by a number of faults (Fig. 2).

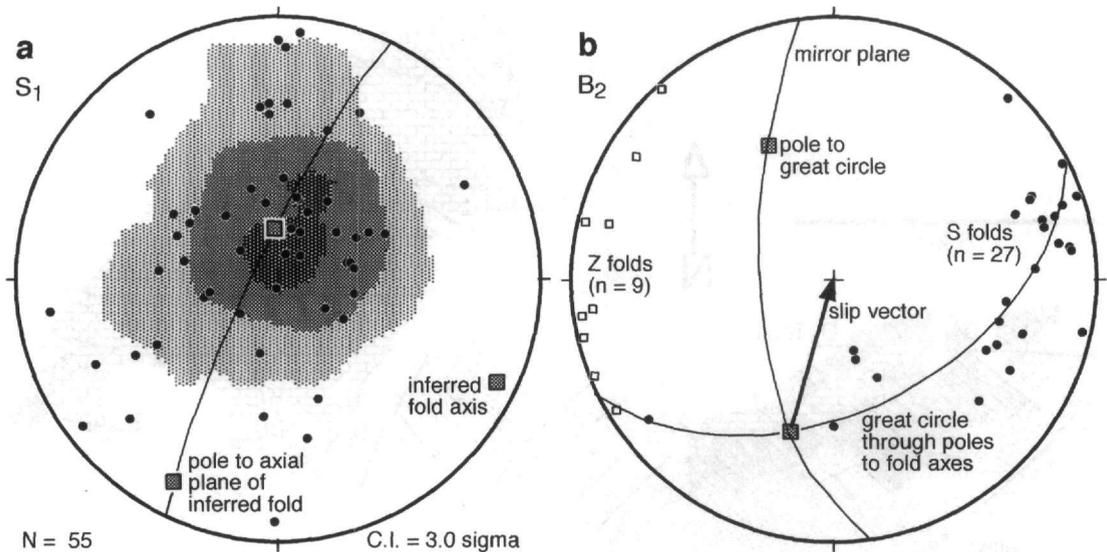


Fig.3: (a) S_1 foliation planes from Astypalea Island, deduced great circle and associated pole (inferred fold axis). The pole to the axial plane of the inferred fold, which is steeply dipping to the north is also shown (lower-hemisphere equal-area projection). (b) B_2 folds separated into S and Z folds. The sense of asymmetry is used to distinguish between clockwise and anticlockwise asymmetry, or a Z and S shape of the fold respectively, when viewed in the down-plunge direction of the fold axis. The method of Hansen (1971) (or internal-rotation-axis method of Cowan & Brandon 1994) was used to deduce the average direction and sense of shear from asymmetric folds, which occur in shear zones in flysch. The axes of the S and Z folds are expected to lie on a great circle representing the shear plane in which they formed, and are distributed in two groups, separated from each other by a mirror plane. The shear direction can be determined from the intersection of the shear plane (average girdle of S and Z axes) and the mirror plane. An important assumption is that the final deformational fabric has a monoclinic symmetry, defined by the mirror plane (Cowan & Brandon 1994). The slip vector is interpreted to indicate the average direction and sense of tectonic transport of the hanging wall relative to a fixed footwall.

3. DEFORMATION STRUCTURES

We have subdivided the deformation history of Astypalea Island into four deformation events, D_1 through D_4 . The first event (D_1) was associated with the duplication of the limestone sequence (Fig. 4a) and large-scale upright to south-vergent folding. The limestone in the western part of the island was emplaced above the flysch along a sharp, 5 metre thick fault plane. The flysch in the footwall shows brittle-ductile shear bands indicating top-S tectonic transport. The limestone in the hanging wall depicts a N-S oriented stretching lineation expressed by stretched carbonate clasts. Small-scale asymmetric south-vergent folds also occur in limestone. Directly above the fault, a <1 metre thick zone of pronounced brecciation and chaotically arranged joints and small-scale veins occurs.

Structures of the second event (D_2) were only observed in distinct zones in the flysch. These zones are up to 50 metre thick and numerous north-verging B_2 folds occur in these zones (Fig. 3b). The folds are usually associated with small-scale top-N/NW faults (Fig. 4b). The oldest set of high-angle faults appears to be associated with D_2 (Fig. 2) and resulted from N-S extension (Fig. 5). Associated large faults strike preferentially E-W, whereas smaller faults also strike N-S.

The D_2 high-angle normal faults are cut by a younger set of faults (D_3). Faults belonging to D_3 include N-striking reverse faults, NW-striking sinistral and NW-striking dextral strike-slip faults and formed during overall E-W contraction. The orientation of the X and Y axes ($X > Y > Z$, principal strain axes) scatter but both axes lie on a N-S oriented great circle (Fig. 5). A still younger set of high-angle faults (D_4) developed in response to

normal faulting during N-S extension and mainly includes normal faults, which strike E-W.

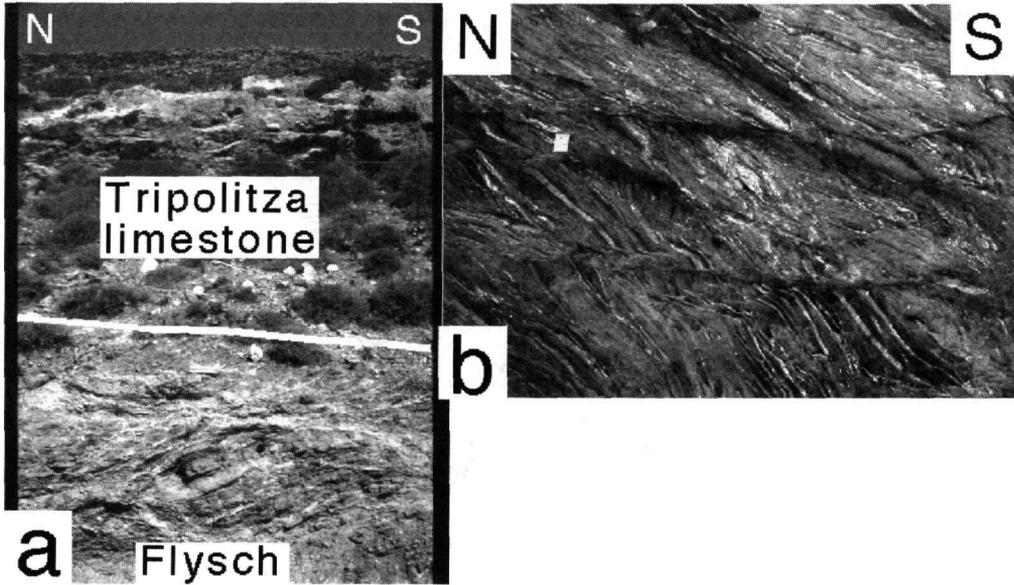


Fig.4: (a) D_1 contact between flysch and Tripolitza limestone. The shear bands in flysch indicate top-S movement. The limestones show pronounced brecciation at the contact but ductile stretching above the contact. (b) Top-N-displacing D_2 faults in flysch. A few asymmetric folds are associated with the faults and also indicate top-N sense of shear.

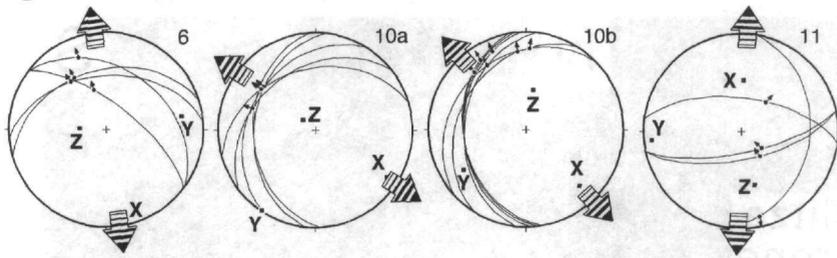
4. TECTONIC INTERPRETATION

The problem with interpreting the structural data from Astypalea Island is that the D_1 and D_2 events cannot unequivocally be ascribed to horizontal crustal contraction or crustal shortening. Our preferred interpretation is that D_1 resulted from top-S crustal imbrication as a result of crustal-scale shortening. The reasons for ascribing the D_1 event to N-S shortening are: (1) D_1 resulted in duplication of a stratigraphic sequence, which was apparently subhorizontally layered before thrusting. The inferred subhorizontal layering is critical because extensional faulting of a stratigraphic sequence which dipped steeper than the extensional fault would also cause stratigraphic repetition (cf. Wheeler and Butler, 1994). (2) The limestone in the hanging wall of the fault shows a progressive development from ductile to brittle structures. The brittle structures probably developed at the end of thrusting when deformation was localised along the thrust plane. The flysch in the footwall does not show this pronounced ductile-to-brittle transition in its structural development. The difference in the ductile-to-brittle behaviour in the hanging- and footwall would be compatible with thrusting because the hanging wall moves (faster) upward relative to the Earth's surface. For a normal fault a pronounced ductile-to-brittle development of structures would be expected for the footwall. (3) Evidence from Syros Island shows that early deformation in the Cyclades was associated with top-S thrusting (Ridley, 1984).

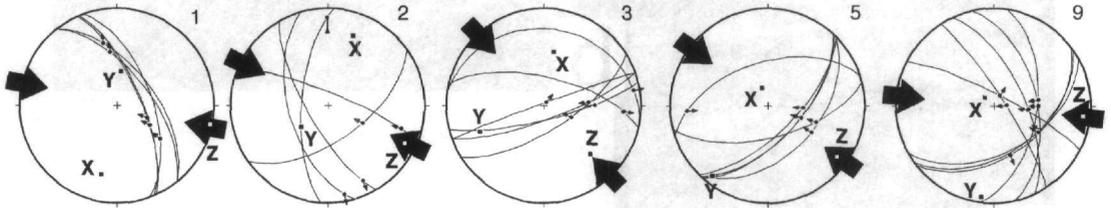
The D_1 event was probably associated with final flysch deposition and would therefore be Oligocene in age. Thomson et al. (1999) showed that underthrusting of the Phyllite-Quartzite and Plattenkalk units underneath the Tripolitza unit in Crete occurred in the Oligocene (36-32 Ma) and the ensuing high-pressure overprint of all three units occurred in the Early Miocene (Seidel et al., 1982; Thomson et al., 1999; Ring et al., 2001). At this time the Plattenkalk and Phyllite-Quartzite units now exposed in Crete were north relative to present Astypalea Island.

Top-N/NW transport during D_2 is even harder to interpret tectonically. If our interpretation that the early set of high-angle faults are associated with D_2 is correct, then it seems plausible to relate D_2 to N-S crustal extension. Such an interpretation would fit into the general regional tectonic syntheses, which show pronounced Miocene crustal extension in the Aegean (e.g. Lister et al., 1984; Avigad et al., 1997; Thomson et al., 1999; Forster and Lister, 1999). If this interpretation is accepted, the top-N extensional structures would probably be associated with the Cretan detachment, which underlies much of the Tripolitza unit.

D₂: Top-NW displacement in flysch



D₃: E-W contraction, N-S extension



D₄: N-S extension

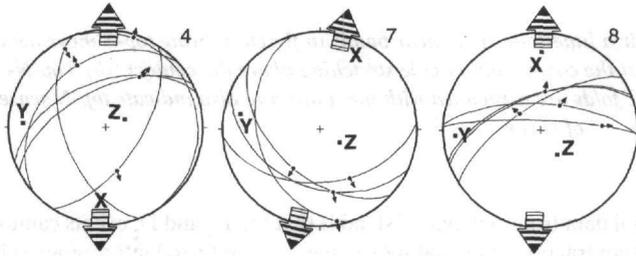


Fig.5: Kinematic data from faults exposed on Astypalea Island. The diagrams show great circles of fault planes and the projected trace of slickenside lineations in a lower-hemisphere equal-area projection; principal strain axes ($X > Y > Z$) are shown — the deduced extension directions (X) for D_2 and D_4 and contraction axes (Z) for D_3 are indicated by arrows; outcrop number is indicated on upper right and can be located in Fig.2. The subdivision into three phases of faulting is principally based on cross-cutting faults and cross-cutting striations at fault planes.

Because it can safely be assumed that the high-angle faults related to D_3 and D_4 were not rotated to any significant degree after their formation the D_3 event was due to E-W contraction and D_4 due to N-S extension. There is widespread evidence in the eastern Aegean for a short-lived phase of E-W contraction in the Tortonian (Ring et al., 1999, for Samos; Ring, unpublished data, for Patmos). The cause for this contractional event remains enigmatic; a relationship to westward escape of the Anatolian microplate might be envisioned. N-S extension during D_4 fits into the general pattern of young to Recent N-S-directed normal faulting in the Aegean.

5. CONCLUSIONS

We have subdivided the deformation history of Astypalea Island into four events. According to our interpretation, D_1 caused top-S contractional imbrication within the Tripolitza unit. We envision that this event occurred when the Phyllite-Quartzite and Plattenkalk units were underthrust beneath the Tripolitza unit in the Oligocene. D_2 was probably associated with top-N extension across the Cretan detachment in the Early Miocene. D_3 caused high-angle faulting due to E-W contraction and D_4 was due to N-S extension, which is probably still going on.

ACKNOWLEDGEMENTS

Funded by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (grant Ri 538/4-3).

REFERENCES

- AVIGAD, D., GARFUNKEL, Z., JOLIVET, L., AZAÑÓN, J.M., 1997, Back arc extension and denudation of Mediterranean eclogites: *Tectonics*, 16, 924-941.
- COWAN, D.S., BRANDON, M.T., 1994, A symmetry-based method for kinematic analysis of large-slip brittle fault zones: *American Journal of Science* 294, 257-306.
- FASSOULAS, C., KILIAS, A., MOUNTRAKIS, D., 1994, Postnappe stacking extension and exhumation of high-pressure/low-temperature rocks in the island of Crete, Greece: *Tectonics* 13, 127-138.
- FLEURY, 1980, Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plateforme et d'un bassin dans le cadre alpin: *Société de Géologie du Nord Publication* 4, 651p.
- FYTROLAKIS, N., PAPANIKOLAOU, D., PANAGOPOULOS, A., 1981, Stratigraphy and structure of Amorgos Island, Aegean Sea: *Annales Géologique Pays Hellenides*, 30(2), 455-472.
- FORSTER, M., LISTER, G.S., 1999, Detachment faults in the Aegean core complex of Ios, Cyclades, Greece, *in* Ring, U., et al., eds., *Exhumation Processes: Normal faulting, ductile flow and erosion: Special Publications of the Geological Society London* 154, 305-324.
- HANSEN, E., 1971, *Strain Facies*. Springer, Berlin, 207p.
- IGME, 1986, Geological map of Greece 1:50,000, Astipalia sheet: IGME, Athens.
- JACOBSSHAGEN, V., 1986, *Geologie von Griechenland*. Bornträger, Berlin, 363 p.
- KATSIKATSOS, G., MIGIROS, G., TRIANTAPHYLLIS, M., METTOS, A., 1986, Geological structure of internal Hellenides (E. Thessaly – SW. Macedonia, Euboea-Attica-Northern Cyclades islands and Lesvos). IGME geological and geographical research, Special Issue, p. 191-212.
- LISTER, G.S., BANGA, G., FEENSTRA, A., 1984, Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece: *Geology* 12, 221-225.
- MINOUX, L., 1981, *Géologie de l'île d'Amorgos*. Thèse de Doctorat, Univ. Paris VI.
- PAPANIKOLAOU, D.J., 1987, Tectonic evolution of the Cycladic blueschist belt (Aegean Sea, Greece), *in* Helgeson, P., ed., *Chemical Transport in metasomatic processes: Nato ASI series*, 429-450.
- PHILLIPPSON, J., 1892, *Der Peloponnes*, Berlin, 642 p.
- RIDLEY, J. 1984. The significance of deformation associated with blueschist-facies metamorphism on the Aegean island of Syros, *in* Dixon, J.E., Robertson, A.H.F., eds., *The geological evolution of the eastern Mediterranean: Special Publications of the Geological Society London* 17, 545-550.
- RING, U., LAWS, S., BERNET, M., 1999, Structural analysis of a complex nappe sequence and late-orogenic basins from the Aegean Island of Samos, Greece: *Journal of Structural Geology* 21, 1575-1601.
- RING, U., REISCHMANN, T., LAYER, P., 2001, Miocene high-pressure metamorphism in the Cyclades and Crete, Aegean Sea, Greece: Evidence for large-magnitude displacement on the Cretan detachment: *Geology*, 29, 395-398.
- SEIDEL, E., KREUZER, H., HARRE, W., 1982, A Late Oligocene/Early Miocene high pressure belt in the External Hellenides. *Geologisches Jahrbuch* E23, 165-206.
- SHAKED, Y., AVIGAD, D., GARFUNKEL, Z., 2000, Alpine high-pressure metamorphism at the Almyropotamos window (southern Evia, Greece): *Geological Magazine* 137, 367-380.
- THOMSON, S.N., STÖCKHERT, B., BRIX, M.A., 1999, Miocene high-pressure metamorphic rocks of Crete, Greece: rapid exhumation by buoyant escape, *in* Ring, U., et al., eds., *Exhumation Processes: Normal faulting, ductile flow and erosion: Special Publications of the Geological Society, London* 154, 87-108.
- WHEELER, J., BUTLER, R.W.H., 1994, Criteria for identifying structures related to true crustal extension in orogens: *Journal of Structural Geology* 16, 1023-1027.

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

E. SVERDRUP¹, T. SKOV², M. SOLHEIM³, E. AARSETH⁴ AND R. H. GABRIELSEN⁵

ABSTRACT

Large proportions of the structural features that can impact on the flow properties of a reservoir are below the resolution of seismic data. Understanding the spatial distribution and internal structure of faults is therefore fundamental. By using a field analogue from the southern margin of the Gulf of Corinth, we have obtained information about fault parameters like frequency, orientation and linkage, which have been used in the reservoir modelling process of the Lavrans Field, offshore Norway. The link between field observations, seismic interpretation and plaster modelling techniques has further guided us to describe the structural development of the investigated structures.

KEY WORDS: fault geometry; internal block deformation; reservoir modelling.

1. INTRODUCTION

Use of field analogues have been recognised as an important element in reservoir modeling, which include basic activities such as seismic interpretation and 3D geological modeling. At a finer scale, field analogues provide data for sedimentological architecture and small-scale deformation by faults, as well as calibration of fluid flow parameters. Data from field analogue studies (structural- and sedimentological) can therefore be used in order to constrain input to reservoir modeling tools.

In this paper we focus on the use of field analogue data for structural modeling purposes. We show that field data from the southern margin of the Gulf of Corinth can be used to guide and constrain the construction of a three-dimensional reservoir model of the Lavrans Field located in the Haltenbanken area, offshore Norway.

2. FIELD ANALOGUE (THE GULF OF CORINTH)

The west-northwest oriented Miocene to Recent Gulf of Corinth Basin separates the northern coast of the peninsula of Peloponnese from the rest of the Greece mainland (Figure 1). Towards the east, the basin is separated from the Saronic Gulf by the uplifted Isthmus area. Towards the northeast the basin gradually shallows, and the throw of the faults diminishes (e.g. Roberts & Jackson 1991, Poulimos & Doutsos 1997). The western part of the basin narrows and the structure is overtaken by the Gulf of Patras. The areas to the south of the present day gulf exhibit a dramatic topography, caused by the rapid (and periodic) uplift and block rotations that occurred as the response to major fault movements (e.g. Kelletat et al. 1976, LePichon & Angelier 1979, Billiris et al. 1991, Papazachos & Kiratzi 1996). A series of faults arranged in an en-echelon pattern, and which partly are situated in the present day gulf, bound the high relief along the southern coast. Each of these segments is between 15 and 25 km long and has an average strike of N 090°- 105° (Armijo et al. 1996).

Quaternary sediments exposed in the uplifted areas to the south consist of thick lacustrine and deltaic sequences that prograde towards the north. In general, these sediments are subdivided into alluvial fans and lacustrine conglomerates to the south, Gilbert-type fan deltas in the centre, and lacustrine to marine carbonates to the north (Doutsos & Piper 1990, Dart et al. 1994). The Gulf of Corinth is seismically active today and the interplay between sedimentological and tectonic processes is obvious.

1. Roxar Software Solutions, P.O.Box 165 Skøyen, N-0212 Oslo, Norway
2. Schlumberger Stavanger Research, P.O.Box 8013, N-4068 Stavanger, Norway
3. University of Bergen, Allgt. 41, 5007 Bergen
4. Norsk Hydro ASA, P.O. Box 7190 Sandsli, 5020 Bergen
5. University of Bergen, Allgt. 41, 5007 Bergen

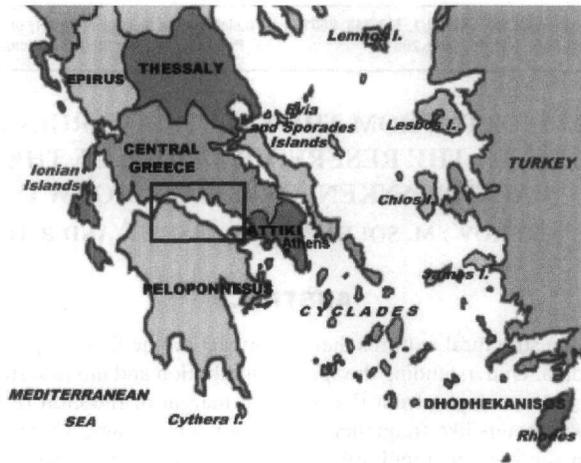


Figure 1. Location map, Gulf of Corinth basin, Greece.

Field data from the Gulf of Corinth have been collected within the framed area displayed in Figure 2. Major faults and basement-cover relationships are shown on the profile in Figure 3 (see also Doutsos & Poulimenos 1992, Dart et al. 1994, Poulimenos 2000). The area is characterised by southerly tilted fault blocks segmented by east-west and north-south trending faults. The size of each fault block is typically in the range between 50 and 200 km².

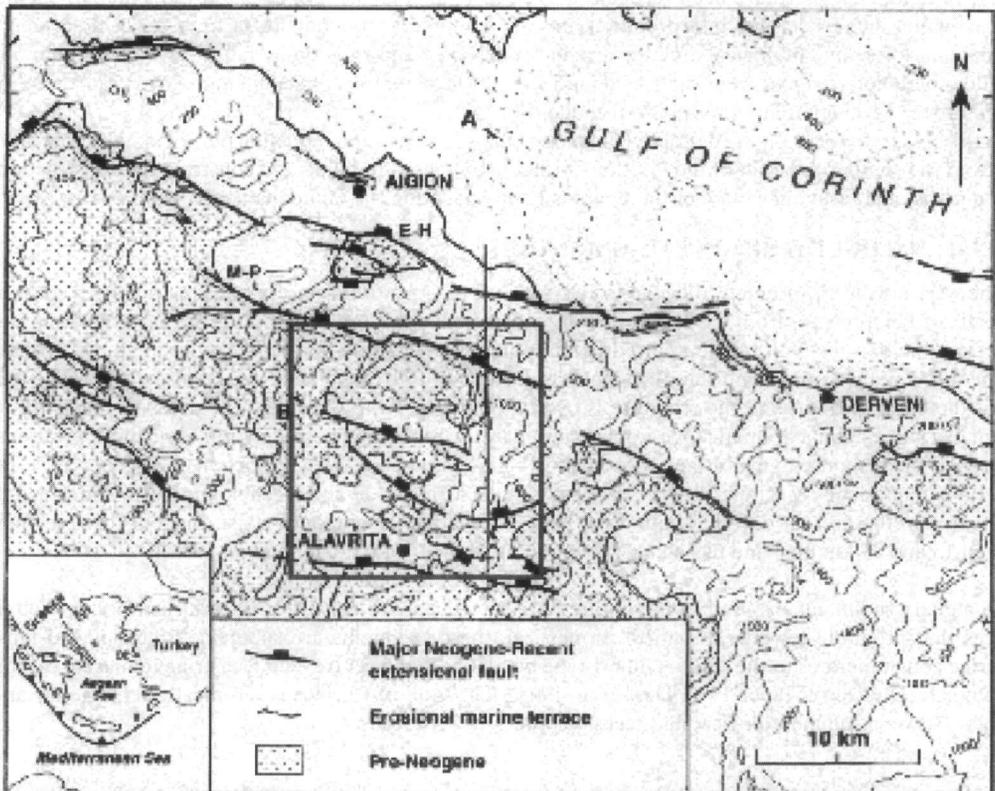


Figure 2. Map of the studied area modified from Dart et al. (1994). Fieldwork has been carried out within the framed area located between Kalavrita (south) and the present coastline (north). North-south oriented profile is sketched in Figure 3.

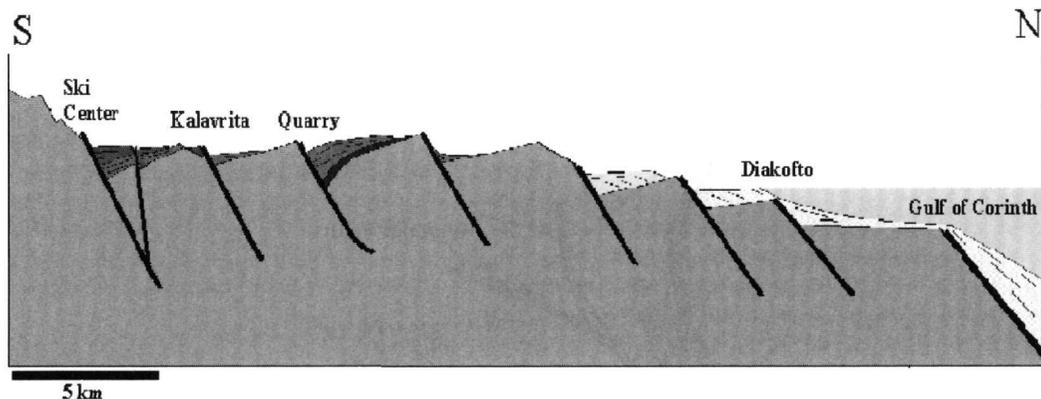


Figure 3. Profile located on Figure 2 that illustrates the overall tectonic architecture of the studied area. Base-ment rocks (gray colour) is situated beneath a sediment cover with thickness variations that results from varying sedimentation processes as well as erosion.

3. THE RESERVOIR (LAVRANS FIELD, HALTENBANKEN)

The Lavrans Field represents a structurally well-defined hydrocarbon trap located in the Haltenbanken area, offshore mid-Norway (Figure 4). The field is defined by an easterly tilted, north-south striking fault block, restricted to the east and west by the Trestakk and Smørbukk faults, respectively (Figure 5). The Trestakk Fault is segmented in two strands that link in the central part of the Lavrans structure, and display dip-slip normal displacement in the order of 1000 meters. In its deeper parts the Trestakk Fault links with the Smørbukk Fault, which exhibits a vertical separation of approximately 1200 meters. The dominant intra-structure fault trend follow the main block bounding faults. A subsidiary fault trend is observed to strike almost east-west.

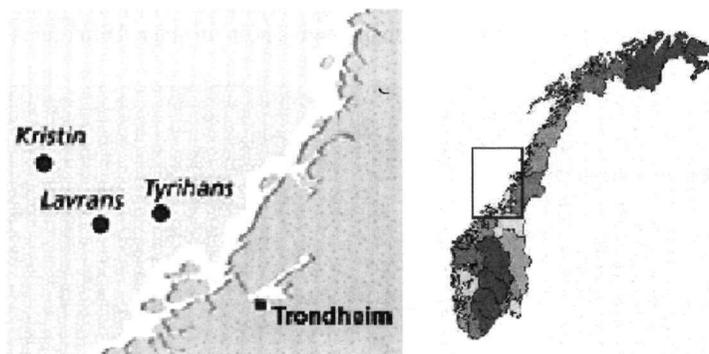
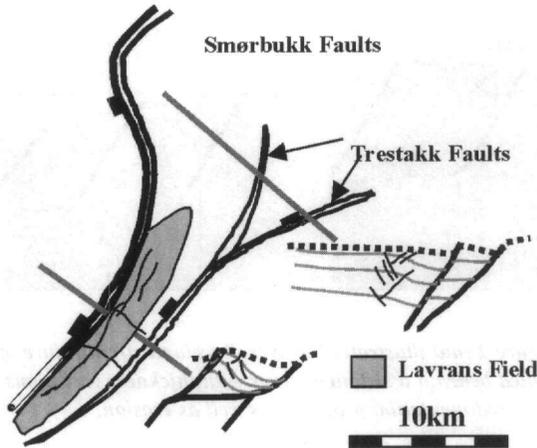


Figure 4. Location map of the Lavrans Field, offshore mid-Norway.

The stratigraphic dips are on average 25° but show variations between 10° and 40°. This variation seems to be closely linked to the geometry of the underlying Trestakk Fault. In general, the stratigraphic dips increase from north to south, positively correlated with the amount of crestal deformation (Figure 5). The present depth of the Lavrans Field is between 3000 to 3500 meters. Wells drilled on the Lavrans structure confirm that the structure has a high degree of internal deformation. Throw values of intra-structure faults that are observed from the ordinary seismic data, typically are in the order of 50 to 100 meters. Seismic attribute dip maps have been utilised for the purpose of identifying additional fault structures. However, the variation of deformation across the field, as well as the spatial distribution of the fault parameters (e.g. orientation, dip, population and throw, together with the 3D-fault connectivity) could not be resolved properly by the current seismic and well data. In order to increase the accuracy of the fault model of Lavrans, it was decided to use a field analogue from the Gulf of Corinth.

Figure 5. A schematic map of the main structural elements associated with the Lavrans Field. The two cross sections illustrates the change in dip from north to south and how a large detachment has developed beneath structure in the south.



4. USE OF FIELD ANALOGUE DATA FOR GEOLOGICAL MODELS OF THE LAVRANS FIELD

Figure 6 compares a west-east seismic profile of the Lavrans fault block (above) with a north-south profile through the field analogue from the Gulf of Corinth (below). As shown by this figure, both fault blocks are strongly rotated towards the underlying, major faults (Trestakk and Quarry faults). On a large scale, a gradual decreasing dip is recorded in the stratigraphy as one move towards the crestal parts of the blocks. Both structures show evidence of crosscutting intra-block faults with comparable throw values. The field analogue was used to provide important information regarding fault frequencies, spatial distribution and orientations, which can be utilised in the structural modelling process of the Lavrans field.

One important difference between the Gulf of Corinth and the Haltenbanken area is the fact that the Corinth graben is an active structure whereas Haltenbanken undergo a post-rift stage. Differences are also recorded

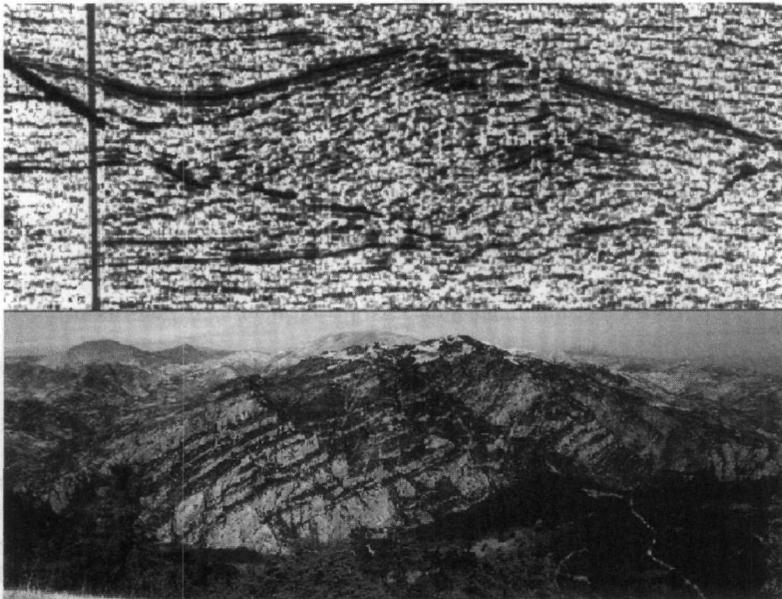


Figure 6. Top: East – West profile through the Lavrans fault block. Bottom: South – North profile through a fault block near Kalavrita.

in the structural and stratigraphical expressions. Firstly, the floor fault of the Lavrans fault block detaches above the top of the basement. Hence, it comprises sediments only. In contrast, the field analogue exhibits eroded basement outcrops along its crest indicating that the master detachment is within the basement. Secondly, siliciclastic sediments dominate the Lavrans field, whereas the field analogue predominantly consists of clastic carbonates.

5. INTERNAL DEFORMATION (THE LAVRANS FIELD)

Two horizons (Top Garn Formation and Top Ile Formation) were mapped in detail and analysed with respect to lineaments and fault offsets. Dip attributes of the horizons were focussed in the analyses.

The diagrams in Figure 7 show the fieldwide fault frequency distribution of intra-structure faults parallel to the strike of the Smørbukkk and Trestakk faults. The fault block is subdivided into a western part that represents the faults in the footwall of the Smørbukkk Fault (crestral part of the Lavrans structure) and an eastern part that is dominated by the deformation in the hangingwall of the Trestakk Fault (deeper parts of the Lavrans structure). Figure 8 shows the distribution of displacement and length values for the intra-block faults of the Lavrans Field. Both parameters indicate a better correlation factor (straight line on a log-log plot) for the Top Garn reflector compared to the diagrams from the Top Ile reflector. The orientation distribution of the intra-block faults is shown in Figure 9. By comparing the orientations with the trends of the main faults (the Smørbukkk and Trestakk faults), it is obvious that the small-scale faults in general follow the trends given by the main faults.

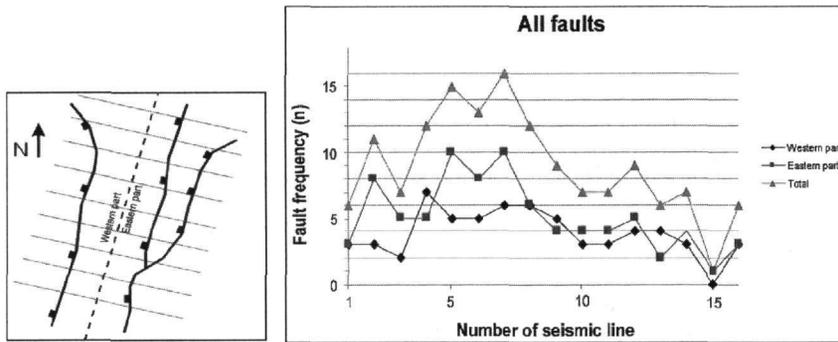


Figure 7. Spatial distribution of faults in the Lavrans field. (A) Data were collected from 16 seismic cross lines and divided into a western and eastern part (separated by the stippled line). (B) All faults plotted together (triangles). The number of faults in the eastern part (squares) dominates slightly over the western part (diamonds).

a) Top Garn (Fault displacement)

b) Top Ile (Fault displacement)

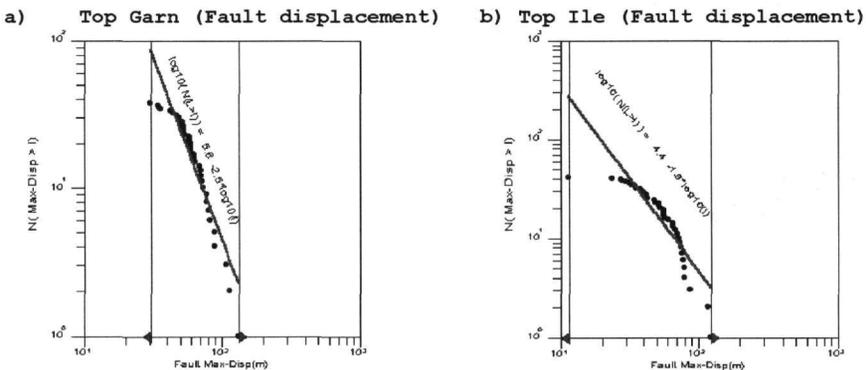


Figure 8. Maximum displacement of faults plotted against cumulative number for a) Top Garn and b) Top Ile.

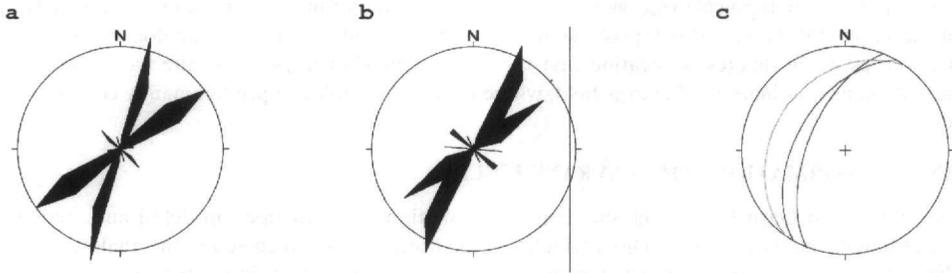


Figure 9. Rose plots (bi-directional) for faults at (a) Top Garn and (b) Top Ile. The plots show that NNE-SSW and NE-SW are the dominating fault trends. A subordinate population is oriented NW-SE. (c) Fault planes of the Smørbrukk Fault (red), the southern (light blue) and northern grain (green) of the Trestakk Fault is plotted as great circles for comparison.

6. INTERNAL DEFORMATION (THE FIELD ANALOGUE)

The main objective from the field analogue mapping was to obtain information about the spatial distribution and frequencies of small-scale faults, in order to use this information in the reservoir modelling work of Lavrans. Fracture frequency was studied along horizontal and vertical scan-lines across the fault block (Figure 10). It was shown that small-scale faults and fractures tend to exhibit very consistent trends guided by the large-scale block-bounding faults (Figure 11).

The fieldwork also focussed on the strain distribution within and around relay ramps, and the three-dimensional linking of faults. In addition, much work was concentrated on the structural development of the fault blocks. For this purpose dynamic plaster models were created. The resulting models that mimic the development of the field analogue have been compared with the overall structure of the Lavrans Field.

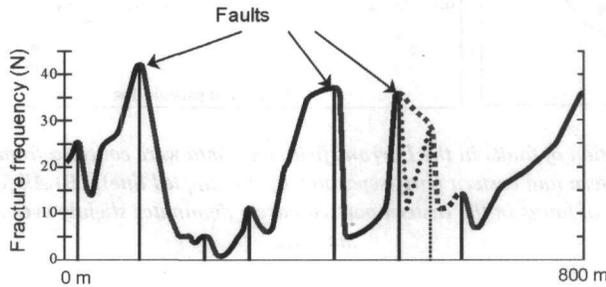


Figure 10. Fault frequency along a north-south oriented scan-line. The diagram shows the elevated densities of fractures close to intra-block fault (damage zones). The damage zones are asymmetric and display higher frequencies in the hangingwall blocks compared to the footwall blocks.

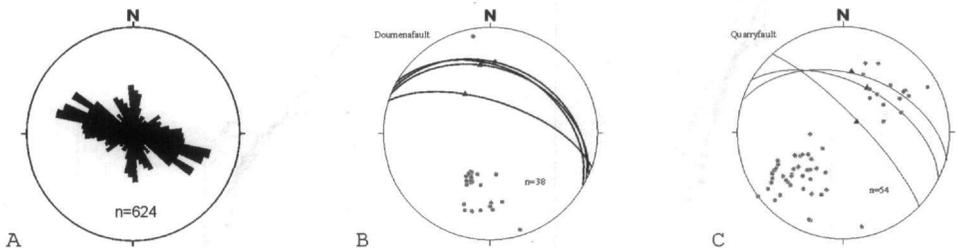


Figure 11. With the exception of a subordinate trend oriented N-S, the orientation distribution of small-scale faults and fractures within the fault block (a) follows the trends of the major faults (b) and (c).

7. CONCLUSIONS AND CONSEQUENCES FOR RESERVOIR MODELLING

A common but important assumption made in fault seal analyses is that fault throw as determined in reflection seismic data is accommodated across one single fault. This study demonstrate that fault zones are composed of asymmetrical damage zones that must be accounted for in the reservoir modeling process.

The importance of establishing relationships between large- and small-scale structures is obvious for the purpose of quantifying the number of structural features that develop during the deformation of a volume. By the use of fault population data from the field analogue, we are able to model the frequency and spatial distribution of subseismic faults in the Lavrans reservoir.

3D orientation distributions of structural features are certainly important for the modelling of fluid flow within reservoirs, as the non-parallel members of the arrays induce an intersection network which will control the connectivity of barriers. The field data from the Gulf of Corinth enable us to implement realistic properties for fault orientations and lengths in the Lavrans Field.

The integration between detailed seismic interpretation, field analogue data sampling, as well as plaster modelling, has indeed improved the reservoir model of the Lavrans Field.

REFERENCES

- ANGELIER, J. 1978. Tectonic evolution of the Hellenic Arc since the late Miocene. *Tectonophysics* 49, 23-36.
- ARMIJO, R., MEYER, B., KING, G.C.P., RIGO, A. & PAPANASTASSIOU, D. 1996. Quarternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophys. Journ. Int.*, 126, 1, 11-53.
- BILLIRIS, H., PARADISSIS, D., VEIS, G., ENGLAND, P., FEATHERSTONE, W., PARSONS, B., CROSS, P., RANDS, P., RAYSON, P., SELLERS, P., ASHKENAZI, V., DAVISON, M., JACKSON, J. & AMBRASEYS, N. 1991. Geodetic determination of tectonic deformation in central Greece from 1900 to 1988. *Nature* 350, 124-129.
- DART, C.J., COLLIER, R.E.L.L., GAWTHORPE, R.L., KELLER, J.V.A. & NICHOLS, G. 1994. Sequence stratigraphy of (?)Pliocene – Quarternary synrift, Gilbert-type fan deltas, Northern Peloponnesos, Greece. *Marine and Petroleum Geology* 11, 5, 545-560.
- DOUTSOS, T. & PIPER, D.W. 1990. Listric faulting, sedimentation, and morphological evolution of the Quarternary eastern Corinth rift, Greece: First stages of continental rifting. *Geol. Soc. Of America Bull.* 102, 812-829.
- DOUTSOS, T. & POULIMENOS, G. 1992. Geometry and kinematics of active faults and their seismotectonic significance in the western Corinth - Patras rift (Greece). *Journ. Struct. Geol.* 14, 6, 689-699.
- KELLETTAT, D., KOWALCZYK, G., SCHRÖDER, B. & WINTER, K.P. 1976. A synoptic view on the neotectonic development of the Peloponnesian coastal regions. *Z. Dtsch. Ges.* 127, 447-465.
- LE PICHON, X. & ANGELIER, J. 1979. The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics* 60, 1-42.
- PAPZACHOS, C.B. & KIRATZI, A.A. 1996. A detailed study of the active crustal deformation in the Aegean and surrounding area. *Tectonics* 253, 129-153.
- POULIMENOS, G. 2000. Scaling properties of normal fault populations in the western Corinth Graben, Greece: implications for fault growth in large strain settings. *Journal of Structural Geology* 22, 307-322.
- POULIMENOS, G. & DOUTSOS, T. 1997. Flexural uplift of rift flanks in central Greece. *Tectonics* 16, 912-923.
- ROBERTS, S. & JACKSON, J. 1991. Active normal faulting in central Greece: an overview. In: Roberts, A. M., Yielding, G. & Freeman, B. (eds.), *The geometry of Normal Faults*, Geological Society of London Special Publication 56, 125-142.

SMALL SCALE CONTRACTIONAL - EXTENSIONAL STRUCTURES AND MORPHOTECTONICS ALONG THE FAULT TRACES OF IZMIT-KOCAELI (TURKEY) 1999 EARTHQUAKE

Z. TUTKUN¹, AND S. PAVLIDES²

ABSTRACT

The $M_w=7.4$ Izmit (Kocaeli) earthquake of August 17, 1999 (Turkey) ruptured 100 km at least surface faults on land along the northwestern branch of the North Anatolian Fault Zone (NAFZ). Although the pre-existing structures of NAFZ has been divided into segments, showing stepover and pull apart geometry, the earthquake ruptures are generally linear, E-W striking ($N80^\circ-100^\circ$), right-lateral. In small scale and on the recent sediments they show very typical strike-slip displacements (2 to 5m), pop-ups and pressure ridges ($N40-70^\circ$), P ($N80^\circ$), R ($N100-110^\circ$) and R' ($\sim N350^\circ$) Riedel shears, extensional cracks ($N115^\circ-135^\circ$), restraining and releasing bends and small pull apart structures. In the epicentral area (Gölcük-Tepetarla) the seismic ruptures did not follow any known or previously mapped fault, but the morphology and the Digital Elevation Model (DEM) show typical and recognizable paleo-earthquake features. That is elongated valleys, shutter ridges, high angle slopes, scarplets, stream offset; while trenching tectonostratigraphy indicate palaeo sag-ponds (clayly deposits) and palaeo liquefaction (C^{14} dating-Holocene-historical deposits 200 to 11,000 yr. BP).

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Ο σεισμός της 17^{ης} Αυγούστου 1999 στην Τουρκία ($M_w=7.4$) έδωσε επιφανειακές διαρρήξεις περίπου 100 km στην ξηρά από την πόλη Gölcük μέχρι τη λίμνη Eften. Με βάση γεωμετρικά κριτήρια το σεισμικό ρήγμα μπορεί να διακριθεί σε δύο κύρια "τμήματα" με γενική γραμμική διάταξη και δεξιόστροφη κίνηση. Από τη μελέτη μικροδομών κατά μήκος του ρήγματος, όπως εμφανίζονται επιφανειακά στα πρόσφατα ιζήματα, προκύπτει ότι η γενική διεύθυνση του είναι Α-Δ ($80-100^\circ$), οι δεξιόστροφες οριζόντιες μετατοπίσεις φτάνουν τα 2 έως 5 m, οι συμπιεστικές δομές αναπτύσσονται σε διευθύνσεις $40-70^\circ$, οι συνθετικές Riedel διατμήσεις σε 80° (P) και $100-110^\circ$ (R), οι αντιθετικές σε 350° (R') και οι εφελκυστικές $115-135^\circ$, δηλαδή τυπικές ιδεατές δομές μια απλής δεξιόστροφης διάτμησης. Στην επικεντρική περιοχή του Goltcuk-Tepetarla οι διαρρήξεις ακολουθούν τυπικές μορφολογικές δομές, όπως προκύπτει από την τριδιάστατη ανάλυση του αναγλύφου (DEM) και την τεκτονοσρωματογραφική ανάλυση παλαιοσεισμολογικών εκσκαφών (παλαιορυστοποιήσεις εδαφών: C^{14} 200 μέχρι 11,000 χρόνια-Ολόκαινο).

KEY WORDS: Co-seismic ruptures, Earthquake structures, Izmit-Kocaeli earthquake.

INTRODUCTION

Field observations along the 90-100 km on land fault traces of the Izmit (Kocaeli) 17th August, 1999 earthquake have been taken immediately after the event (Tutkun et al. 2000) and on the small scale structures (tension fractures, contractional, Riedel shears) in detail, on May 17 and mainly June 17-20, 2000. The earthquake caused right-lateral strike-slip movement on the fault. The surface ruptures are named as Karadere-Arifiye and Sapanca-Gölcük "segments" from east to west as a first approximation (fig.1). To the west the rupture might extend under the Izmit gulf for over 50 km. The total measured on land maximum offset range between 1 and 4.8 m on the Karadere-Arifiye segment and 2.5-3.5 on the Sapanca-Golcuk segment.

Although many papers, announcements and abstracts have appeared recently on the Izmit fault traces geometry and kinematics, little attention has been paid subsequently to the small-scale structures associated with divergence or convergence or simple shear along the activated seismic fault. They constitute a useful point of analysis of structures along strike-slip faults and could be helpful for considerably larger scale (fig. 2). They are analogues to the North Anatolian Fault Zone itself.

1. Kocaeli University, Dept. of Geology, Izmit, Turkey

2. Aristotle University of Thessaloniki, Dept. of Geology, 54006 Greece

The purpose of this paper is to summarize the 1999 fault geometry and segmentation and to emphasize both on some small-scale typical strike-slip characteristics and controls on superficial structural patterns within the sedimentary cover and to morphotectonics of the pre-existing active fault.

FAULT GEOMETRY AND SEGMENTATION

Although the earthquake ruptures are generally linear (fig. 1), E-W striking (N80°-100°), they can be divided into segments on the basis of their geometry. The Karadere "segment" (or branch) (A) is an ENE-WSW (N75-85°) striking, 20-25km (?) long fault from Eften lake to Akyazi town, it also overlapped with the November 12, 1999 Duzce earthquake ruptures (Emre et al., 2000); the maximum observed displacement was about 2m, while the average less than 1m. The Arifiye "segment" (B) is a 25 km long linear and more or less continues seismic trace from the Arifiye village to the east shore of the Sapanca lake. In between Arifiye and the town of Akyazi there is a 5 km gap of surface seismic traces. It strikes E-W (90°). The maximum right lateral displacement (4.8 m) was observed close to Arifiye village. The displacement is gradually decreased toward the east (0.3m), but the average displacement on this segment is as high as 2-2.5m. The Karadere and Arifiye fault branches are sub-parallel and near to the western edge of the 1967 Mudurnu seismic fault traces (Ambraseys & Zatopec 1969, Barka & Kadinsky-Cade 1988). This segment is separated from the Sapanca-Gölcük one by the Sapanca lake step over and by a NW-SE trending normal fault (Gölcük peninsula-Kavakli area).

The Sapanca-Tepetarla-Gölcük E-W (90°) striking, 35km long "segments" (C) extends from the northwestern shore of the lake Sapanca to Gölcük peninsula, while for about 4 km it runs under the Izmit gulf along the southern shoreline. The maximum displacement is 4m, while the average is 2.5 ± 0.5 m. The western edge of the segment at Kavakli area is a normal (2.10m) right-lateral (0.2-0.3m) oblique slip 5 km normal fault, NW-SE (120-130°) striking.

The Western "segment" (D) is a possible submarine E-W structure from Golcuk to Yalova about 40-50 long. It is simply based on spatio-temporal distribution of aftershocks. The seismicity pattern itself defines two (2) segments that extend about 80km east and 75km west of the mainshock epicenter (40.8N-29.9E, Gölcük-Izmit, fig.1). For further information on the fault geometry see also Awata et al, 2000; Barka 1999, 2000; Tutkun 2000; Youd L. et al "Eq SPECTRA" 2000, Lekkas 2001, Ergin et al. 2001 among others.

SMALL-SCALE STRUCTURAL PATTERNS

Although the observed ruptures are pure strike-slip mainly, drag faults are often seen with pressure ridges, tension fractures and small pull apart basins (Biddle & Christie-Blick 1985). The most remarkable normal fault was found in Kavakli area (Golcuk peninsula). It is a WNW-ESE trending, NNE dipping oblique-slip fault. At Kavakli sport center it shows 130-140° strike, 1.5m vertical displacement and 0.3m dextral one. It is a typical extensional feature perpendicular to σ_3 main stress principal axis. Extensional features, which are mode I cracks, form in strike-slip systems, in response to simple shear at about 45° to the master fault. This normal fault is possibly the visible strand of a pull-apart structure.

Co-existence of strike-slip faults with normal and reverse separation is typical (Biddle & Christie-Blick 1985, see also Scholz 1990). Compressional small scale structures observed are: pressure ridges, that is linear topographic highs bounded by faults, and pop-ups, that is uplifted small block, as well as trusts at 40°. In general the orientation and movement along right-stepping small fault branches has resulted in local compression that caused shortening and uplift. Figure 2 (a) and (b) shows typical reverse structures (40-70°). On the contrary in local extension tension fractures have been developed at 130-130° mainly, that is 40 to 45° to the master fault. Synthetic shears (R) Riedles stand at 100-110° and (P) shears at 80°, while in 170° stands the antithetic (or conjugate Riedle R') shear and the Main right-lateral Displacement Zone at 90°, (fig.2).

MORPHOTECTONICS

Earthquake geology recently developed the study of Earth's surface (morphotectonics) for evidence of earthquake faulting. The most impressive morphotectonic structures in the region, which dominate the area, are the E-W elongated Gulf of Izmit, the lake Sapanca and the Tepetarla-Arifiye elongated too, valley. The gulf is in fact a 50km long and 10 average width prolongation of the sea inland, along the northwestern branch of NAFZ (see also fig. 1). In smaller scale the Tepetarla-Yaylacik morphology has been studied in detail by topographic sections, DEM construction (ARCINFO and ARCVIEW) and consequently landscape analysis, as the most typical example of the region. Both morphology and Plio-pleistocene deposit stratigraphy indicate the fault migration northwards (fig. 3) up to linear E-W elongated valley where the 1999 ruptures appeared.

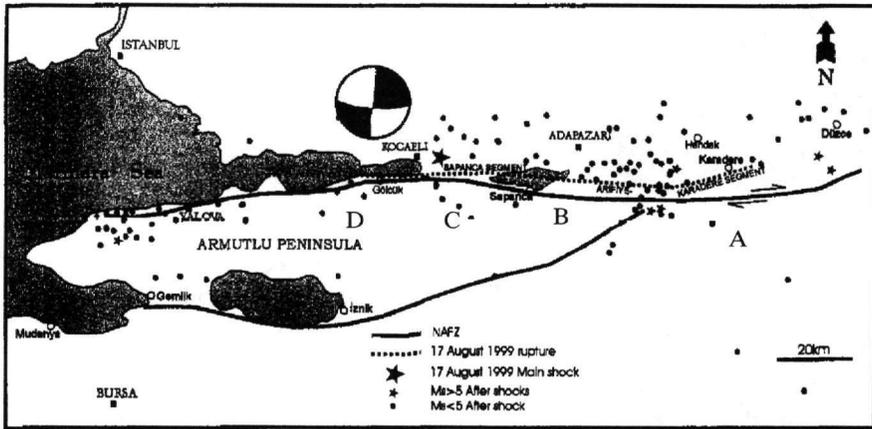
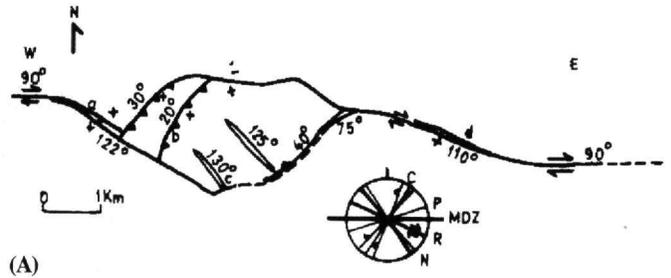
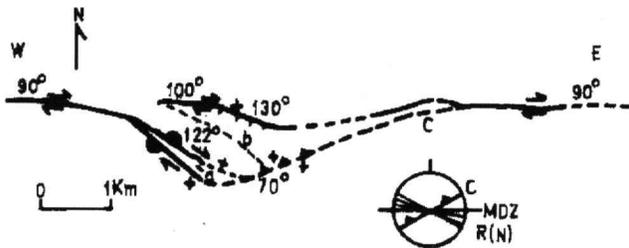


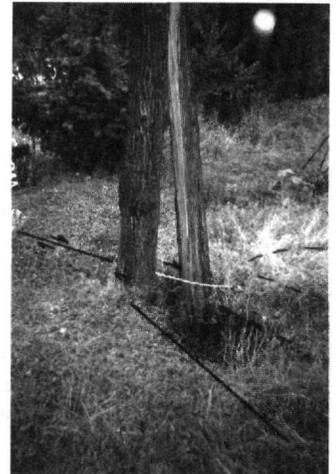
Fig. 1. The surface ruptures of the 17th August 1999 ($M_w=7.4$) Izmit earthquake with the four distinct “segments” (or branches) named from east to west: A. Karadere; B. Arifiye; C. Sapanca-Golcuk; D. Izmit Gulf. In general the co-seismic fault ruptures are linear and could be divided into two typical segments. NAFZ: North Anatolian Fault Zone (western strands), (after Z. Tutkun et al 1999, 2000 unpublished).

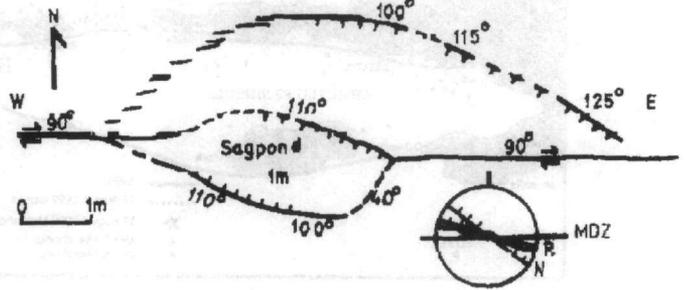


(A)



(B)





(C)



(D)

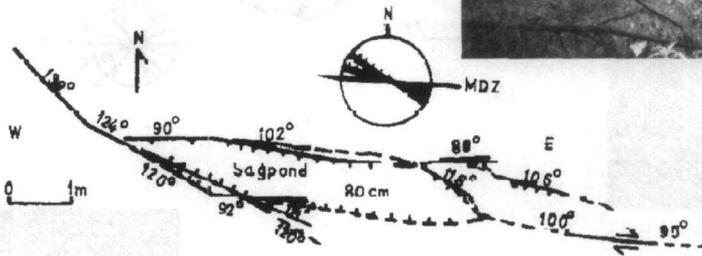


Fig. 2. Representative detailed mapped small scale features along the right-lateral strike-slip Izmit co-seismic fault. A) Geometry of a Pressure Ridge at Tepetarla and the angular relation among structures (small circle), MDZ: master Displacement Zone, C: contractional structures, N: normal or Tension fractures, P and R shears; right the corresponding photograph. B) Displaced poplar (kavak) at Tepetarla, diagram in map view, at a: strike-slip displacement $D=37\text{cm}$, Opening $O=28\text{cm}$; at b: $D=10\text{cm}$, vertical Displacement $D'=60\text{cm}$, $O=35\text{cm}$; right the corresponding photograph. C) and D) Sag-pond geometry at Arifiye (sketches and photographs).

Several neotectonic and geomorphic observations along the fault indicate Quaternary activity. Yavlacik hill (a) where the new apartment buildings on the fault trace totally collapsed, is a typical shutter ridge, which controls the drainage diversion. The "Mahmut pasa ciftligi" can be also characterized as a large scale elongated E-W shutter hill (b) the most characteristic small shutter ridge is the 10m long (E-W) and 3m width (c) in the center of the E-W elongated small valley, southern of "Mahmut pasa" hill, along the recent seismic traces (fig. 3).

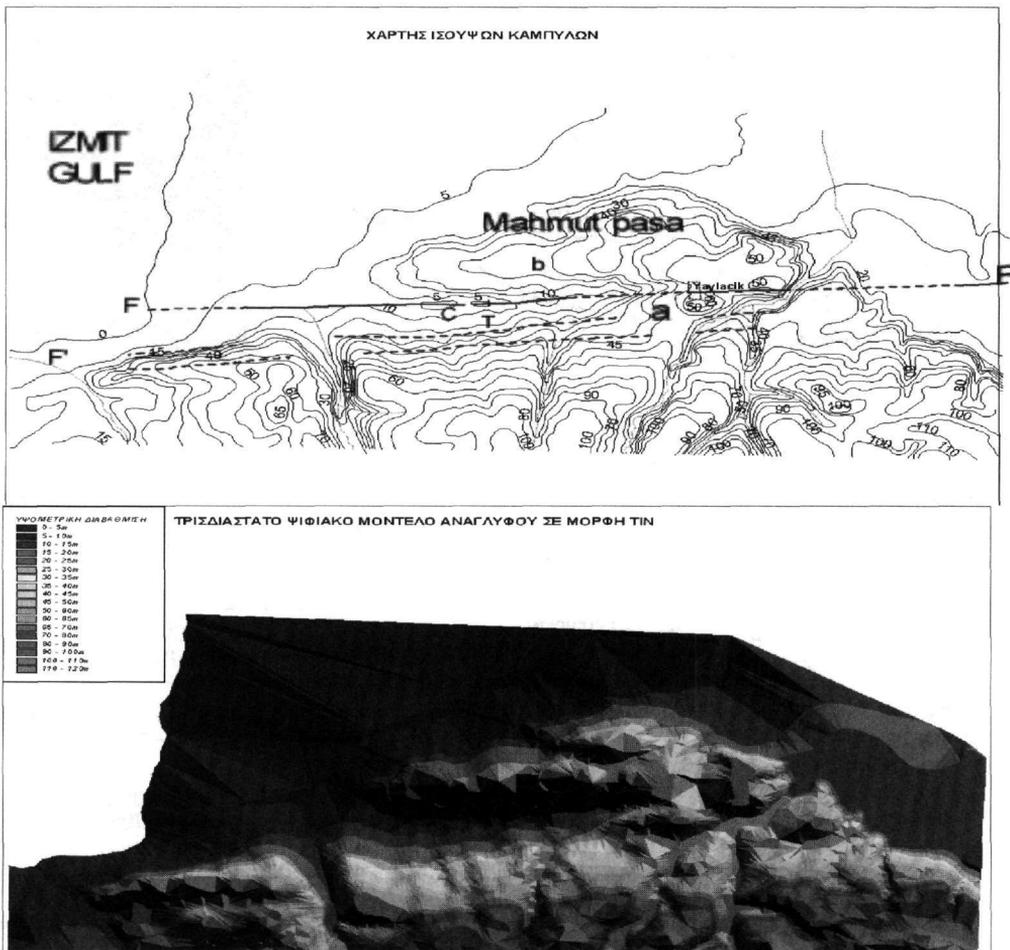


Fig. 3. Top: Topographic map part of Sapanca-Gölcük segment at Mahmud pasa çiftligi (between Yaylacik and Yuvacik villages) F: 1999 co-seismic fault traces; F': pre-existing faults (in geological terms); a,b,c : shutter ridges; T: trenches. Down: Digital probable Elevation Model (DEM) of the landscape at the same area.

We have begun a programme of trenching across the fault in order to obtain fundamental data for the evaluation of past activity. Two trenches on the fault traces have been excavated (fig. 3; T), 8m long and 4m deep in order to look for paleo fossilized seismic structures or paleo-earthquakes (fig. 4). They show three at least layers and the superficial recent soil, named a) 2m thick dark soil; b) 1m yellow sandy mad, possibly of paleo sag ponds deposits, and c) 1m dark paleo soil with few pebbles. They are in typical horizontal position, but disaccommodated. Structural features, that is joints (cracks), seismites and paleo-liquefaction, associated with the fault and identified from sampled and C14 dated. This fault segment is possibly associated with the 1894 and 1878 earthquakes (Papadimitriou et al 2000; Ambraseys 2001), as well as with the strong shocks of the 18th century (1719 and 1754).

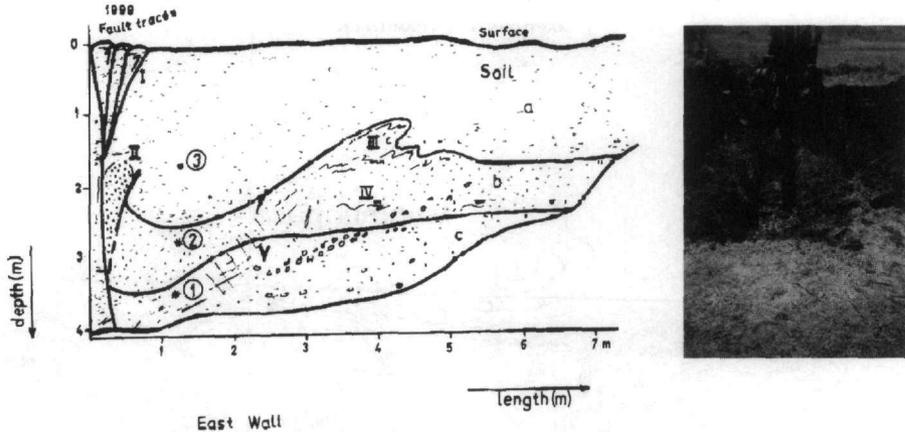


Fig. 4. Trench (Izmit-I, East wall) where the three distinct layers are shown (a: soil; b: sandy mud (clays); c: soil, possibly of palaeo-sag-pond origin), the 1999 fault (contactional) with the small-scale flower structure (I), liquefaction (II and III), seismites (IV) and cracks (V). Sampling sites 1: 11,800 \pm 40 years BP; 3: 120 \pm 40 years BP (Radiocarbon Analysis, The University of Georgia, USA) Photograph: excavation works.

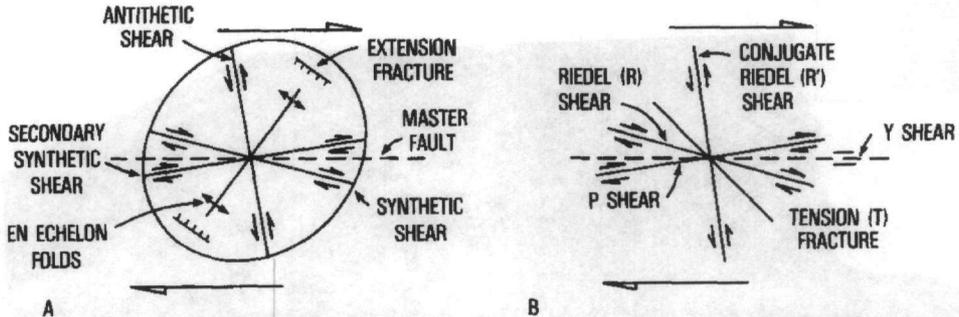


Fig. 5. The angular relations between structures in right-lateral simple shear conditions (Biddle & Christie-Blick 1985) that tend to form the measured small and medium size structures of the 1999 Izmit earthquake surface fault traces.

CONCLUSIONS

The co-seismic rupture is not a single break, instead it is composed of numerous small scale structures 2 to 10 m long, that is tension fractures and contractional structures, e.g. pressure ridges, pop ups, sagponds, and Riedel synthetic shears controlled by the master fault displacement were studied. Some representative measurements and the corresponding sites are given in the figure 2. Reasonable and quantitative explanation for the observation that either subsidence or uplift takes place, is given. Primary structures on the sedimentary cover along the activated 1999 fault are close to those predicted by an idealized strain ellipse for right lateral shear (fig. 5). They are analogues to the North Anatolian Fault Zone. In macro scale and on the base of surface geometry, the total length of the 1999 Izmit fault can be divided into two main segments and some shorter slightly overstepping branches. Representative morphotectonic and trenching tectonostratigraphy at Sapanza-Gölcök segment clearly show the Holocene-historical (200 to 11,000 years BP C14) development of the fault at the present site.

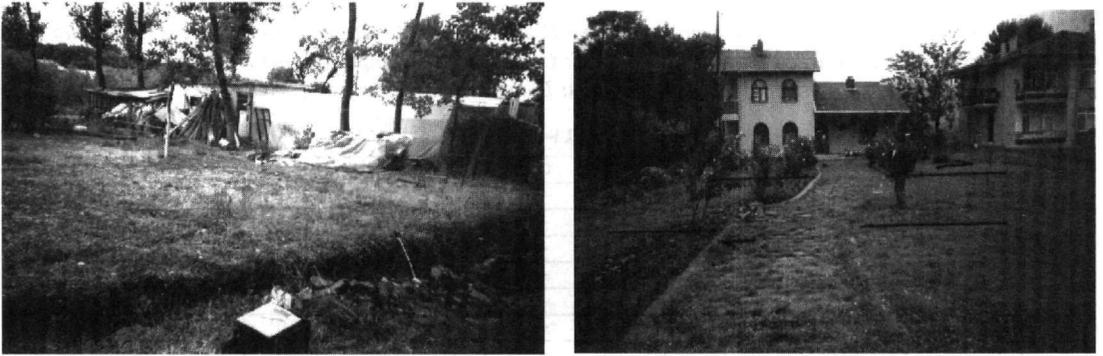


Fig. 6. Left (a) Normal fault subparallel (strike N 106°) strand to Gölçök -Sapanca “segment” (Asagiyuvacik) with vertical displacement of 40 cm. This strand is lying 50 m southern to master dextral displacement fault where D was 1.10-1.20 m horizontal. Right (b). The right – lateral fault zone at Tepetarla D=1.20 m.

REREFERENCE

- Ambraseys N. 2001. The earthquake of 10 July 1894 in the Gulf of Izmit and its relation to the earthquake of 17 August 1999. *J.Seism. %*: 117-128.
- Ambraseys N.N. & Zatopec, A. 1969. The Mudurnu Valley, Western Anatolia, Turkey, Earthquake of 22 July 1967. *Seismol. Soc. Amer. Bull.*, 59, 521-589.
- Awata, Y. Yoshioka, T. Emre, O. Duman, T.Y., Dogan, A. Tsukuda, E. 2000. Segment structures of the surface ruptures associated with the August 17, 1999 Izmit Earthquake, Turkey, XXVII Gen. Assem. ESC, Abstracts and Papers, Lisbon, Portugal, 10-15 September 2000.
- Barka, A. 1999. The August 17th, 1999 Izmit earthquake. *Science*, 285, 1858-1859.
- Barka, A. 2000. The August 17 and November 12 1999 earthquakes in the eastern Marmara sea region. “Active Fault Research for the New Millenium” Proc. HOKUDAN Intern. Symp. January 17th-26th, 2000, S1-S6
- Barka, A. and Kadinsky-Cade, K., 1988, Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics* 7, 663-684.
- Biddle & Christie-Blick 1985. Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. *Soc. Econ. Paleontol. & Mineral. Special Publ. No 37*, 386 pp.
- Emre, O., Erkal, T., Tchepalyga, A., kazanci, N., Kecer, M. and Unay E. (1998). Neogene-Quaternary evolution of the Eastern Marmara Region, northwest Turkey. *Bull. MTA* 120, 211-234.
- Ergin, M., Tapirdamaz, C.Yorul, A., Cetin, S., Tarancioglu, A., Ozalaybey, S., 2001. 5th Intern. Symp. Eastern Mediterranean Geology, May 2001, Isparta, Turkey, Abstract Vol, 176.
- Lekkas, L.E. 2001. Parameters of Intensity distribution in the Izmit and Duzce (Turkey) earthquakes. (This volume).
- Papadimitriou, E.E., Karakostas, V.G., Papazachos, B.C., 2000. Rupture zones in the area of the 17.08.99 Izmit (NW Turkey) large earthquake (Mw 7.4) and stress changes caused by its generation. *J. Seism.*, 1-8.
- Scholz, Ch. 1990. *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge University Press 1990. pp. 1-439
- Tutkun, S.Z. Kavak, S., Ozden, O. Tatar, Dogan, B. 1999. Surface deformation and aftershocks distribution of the 17 August 1999, Marmara Earthquake and its Neotectonic significance. Intern. Conf. EHRMR '99, Near East University 18-22 October 1999, Nicosia, North Cyprus. (Abs)
- Tutkun, Z., Güreer, O.F., Dogan, B. 2000. 17th August 1999 Izit (M 7.4) and 12th November 1999 Düzce (M 7.2) Earthquakes. Excursion book, Kocaeli University. 6 pp.
- Youd Leslie et al.(Eds), 2000. *EARTHQUAKE SPECTRA*, Kocaeli, Turkey Earthquake of August 17, 1999. Special Issue, Supplem. to Vol. 16, Publ. No 2000-03.

TABLE I. Representative measurements of small scale features along the right-lateral strike-slip Izmit co-seismic fault. All measurement are given in degrees from North (strike). MDZ: Master Displacement Zone; P and R Riedel Shears; Ex: Tension fractures-normal faults; C: Contractional (compressional) R' shear (antithetic); Dh: horizontal (dextral) Displacement; Dv: vertical and H: heave (opening)

Göltçük-Kavaklı-FORD

MDZ	P	R	Ex	C	R'	Dh	Dv	H
90°	-	-	-	-	-	3.50	-	-
90°	-	-	125°	-	-	0.20	1.80	-
-	-	-	130°	-	-	0.30	2.00	-
-	-	-	140°	-	-	-	-	-
-	-	-	135°	-	155°	-	-	-
-	-	-	130°	-	170°	0.30	1.50	-
82°	-	-	-	-	-	0.90	-	-
85°	-	-	-	-	-	2.60	-	-
90°	-	-	-	-	-	2.80	-	-

Tepetarla

MDZ	P	R	Ex	C	R'	Dh	Dv	H
90°	-	100°	130°	40°	-	0.10	0.60	0.35
90°	80°	-	122°	70°	-	0.37	-	0.28
90°	-	-	132°	55°	-	-	0.30	-
90°	-	-	122°	30°	-	-	0.80	0.10
90°	-	110°	130°	20°	-	-	-	-
90°	-	105°	115°	-	-	-	-	-
100°	-	110°	-	70°	-	-	-	-

Asagiguvacik village (Göltçükmit area)

MDZ	P	R	Ex	C	R'	Dh	Dv	H
90°	82°	105°	130°	-	-	2.5	-	-
94°	88°	(110°)	120°	-	-	2.5	0.80	-
96°	-	-	115°	-	-	-	0.60	-
100°	-	-	120°	-	-	-	0.42	-
			130°				0.55	

Mustapha pasaYaylacik

MDZ	P	R	Ex	C	R'	Dh	Dv	H
100°	-	110°	125°	50°	-	2.3	-	-
100°	-	-	125°	40°	-	-	-	-
85°	-	110°	130°	40°	-	-	-	0.1
90°	-	115°	140°	43°	-	-	-	-
90°	80°	110°	135°	-	170°	-	-	0.2
90°	-	115°	140°	50°	-	-	-	0.18
90°	78°	106°	120°	55°	-	-	-	-
100°	-	110°	122°	70°	-	-	-	0.30
90°	80°	-	124°	60°	-	-	-	-
95°	80°	-	130°	-	185°	-	-	-
92°	80°	-	120°	-	-	-	0.42	-

Sapanca-Arifiye

MDZ	P	R	Ex	C	R'	Dh	Dv	H
105°	-	135°	125°	50°	-	-	0.10	-
90°	-	120°	125°	40°	-	-	-	1.50
92°	-	102°	124°	-	-	-	0.80	-
88°	-	106°	138°	-	-	-	0.40	-
95°	80°	114°	125°	-	-	-	0.45	-
90°	-	110°	128°	-	-	-	1.00	-
90°	78°	110°	130°	-	-	-	-	-
90°	-	115°	135°	-	-	-	0.50	-
90°	80°	100°	132°	-	-	-	-	-

THE RHEOLOGICAL PROPERTIES OF ROCKS IN A COMPRESSIONAL DUCTILE SHEAR ZONE, PHYLLITE-QUARTZITE SERIES, PELOPONNESE

P. XYPOLIAS¹

ABSTRACT

The magnitudes of differential stress, strain rate and viscosity during the formation of an extruding crustal-scale shear zone (Phyllite-Quartzite Series, PQS) were estimated providing new insights on the mechanical behavior of the middle continental crust of the External Hellenides during compression. The differential flow stress during ductile deformation of PQS, in the Taygetos and Chelmos tectonic windows, has been analyzed using grain-size piezometer. Quartz tectonites from the Taygetos and Chelmos areas have mean grain sizes of 42 μm and 51 μm , respectively. Extrapolation of quartzite flow-laws indicates that tectonic extrusion of the PQS occurred at strain rates slightly faster than 10^{-13}s^{-1} . These estimates suggest that the extruding zone had a relatively low-viscosity of the order of 10^{19} to 10^{20} Pa-s. Finally, the combination of the obtained strain rate values with published quantitative analyses for the deformation path in the PQS implies that during the initial stage of the tectonic extrusion process the displacement rates parallel to the Taygetos-Parnon and Chelmos Thrusts, were $\sim 6\text{mm/year}$ and 3mm/year , respectively.

KEY WORDS: Quartzites; rheology; ductile shear-zones; Phyllite-Quartzite Series; Peloponnese.

1. INTRODUCTION

Although considerable progress has been made by numerous geologists toward the understanding of the geometrical evolution of intraplate thrust faults and the kinematics of the associated ductile shear zones, the magnitudes of several rheological parameters, such as differential stress and strain rate, responsible for the tectonic deformation of those process remain poorly understood (Engelder, 1993; Ranalli, 1995). In the case of tectonically active regions, the magnitude of differential stress can be estimated using geophysical data or measured directly in the uppermost part of the lithosphere (e.g. Molnar & England, 1990; Whitmarsh et al., 1991). Alternatively, the magnitude of differential stress in the exhumed orogenic belts inaccessible to direct measurement can be derived from the microstructures in ductile deformed rocks (e.g. Goetze & Kohlstedt, 1973, Twiss, 1977; Koch 1983; Gleason & Tullis, 1993). Consequently, the estimated flow stress values can be used, in conjunction with the temperature history of the rocks and experimentally flow laws, to infer the strain rate during the development of ductile shear zones (e.g. Paterson & Luan, 1990; Gleason & Tullis, 1993).

The aim of this paper is to use theoretically derived microstructural piezometry of quartz to infer the differential stress during the deformation of quartzose rocks of the Phyllite-Quartzite Series (PQS) in the Peloponnese. The strain rate and effective viscosity during the syn-compressional exhumation of these rocks are then estimated by applying quartzite flow laws at the calculated stresses and published metamorphic temperatures. For the purpose of this analysis 36 representative quartz-rich samples were selected from the PQS, which derived from the cores of two major tectonic windows (Chelmos, Taygetos, Fig. 1a).

2. TECTONIC SETTING

The Peloponnese comprises a nappe pile of different tectonic units (Fig. 1), each characteristic of a distinct paleogeographic domain in the External Hellenides. From top to bottom, and from internal to external in terms of paleogeographic configuration within the Apulian, four main tectono-stratigraphic units can be distinguished (e.g. Jacobshagen 1986): (1) The «Pindos Thrust Belt» which comprises mainly deep-water carbonates, and siliclastic and siliceous Mesozoic-Cenozoic rocks; (2) the «Tripolitza-Tyros Zone» which represents mainly a thick carbonate platform of Mesozoic-Cenozoic age; (3) the metamorphic sequence of the «Phyllite-Quartzite Series» (PQS) which is considered as an original Permo-Triassic volcanic-clastic rift sequence; and (4) the metamorphic Mesozoic-Cenozoic «Plattenkalk Series» which is either part of the Ionian or the Pre-Apulian zone.

1. University of Patras, Department of Geology, 26500, Patras, Greece, Email address: P.Xypolias@upatras.gr

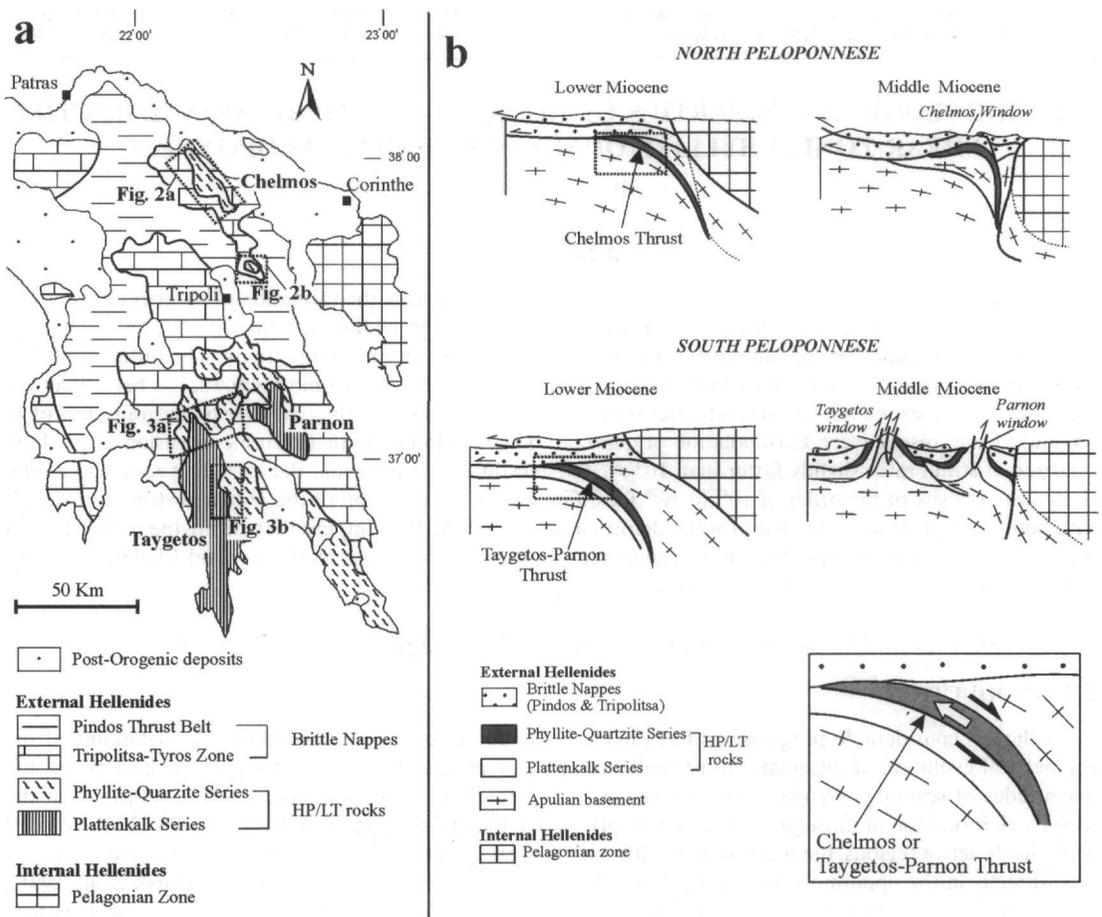


Figure 1. (a) General tectonic map of the Peloponnese, showing principal structural units and the location of the Chelmos and Taygetos windows. The locations of the maps in Figures 2a, 2b, 3a and 3c are indicated by boxes. (b) Evolutionary models of the development of the north (by Xypolias & Doutsos, 2000) and south Peloponnese (by Doutsos et al., 2000) along east-west geological cross-sections. Inset shows in detail the solid-state extrusion of the Phyllite-Quartzite Series.

The External Hellenides in the Peloponnese developed during Tertiary time, following the closure of Pindos Ocean and the consequent continent - continent collision between the Apulian and Pelagonian. In the course of this tectonism, the protolith of the PQS, which was underthrust beneath the Tripolitsa basement (e.g. Thiebault & Triboulet, 1984), underwent metamorphism resulting in the formation of greenschist to blueschist metamorphic assemblages (e.g. Katagas, 1980). This middle to high-pressure event is geochronologically dated at *ca* 23 Ma (Seidel et al. 1982). In the South Peloponnese, peak metamorphic conditions for the PQS have been estimated at $400\pm 50^{\circ}\text{C}$ and 11-13 kbar by Theye (1988) or $450^{\circ}\pm 30^{\circ}\text{C}$ and 17 ± 4 kbar by Theye & Seidel (1991). According to Bassias & Triboulet (1993), in the Taygetos area the maximum conditions of this metamorphism reached temperatures of 400°C and pressures of 10 kbar. P-T conditions during metamorphism of the rocks exposed in the Chelmos window (PQS) are estimated at $375^{\circ}\pm 25^{\circ}\text{C}$ and 5 kbar (e.g. Katagas et al., 1991). The exhumation history of the PQS began at the Oligocene-Miocene boundary. At this time, the PQS acted as a ductile shear zone and started to extrude westwards between the «Taygetos-Parnon Thrust», or the «Chelmos Thrust» (see Fig. 1b), and the basement of Tripolitsa-Tyros Zone (Xypolias & Doutsos, 2000; Doutsos et al., 2000). The final effect of this extrusion process was to place the metamorphosed rocks of the PQS in contact with the overlying unmetamorphosed cover nappes along a normal fault (Fig. 1b), but in a tectonic setting without any net extension of the overall system.

3. MICROSTRUCTURES IN THE PQS

Ductile deformation within the PQS produced a penetrative foliation and a well-developed ENE-WSW trending mineral-stretching lineation (Figs. 2, 3) which is defined by streaks of white mica, actinolite and elongated quartz aggregates. Quartz-rich tectonites have undergone extensive dynamic recrystallization and formed well-developed lattice and grain shape preferred orientation patterns, indicating dislocation creep as the dominant mechanism. Shear sense indicators, such as microstructures (oblique grain shape in recrystallized quartzites, mica-fish) and quartz c-axis fabrics, indicate that crystal-plastic deformation within the PQS was associated with top-to-the W-SW sense of shearing (Xypolias & Doutsos, 2000; Doutsos et al. 2000). Samples analysed for this study, from both the Chelmos and Taygetos areas (Figs 1, 2, 3), are composed of quartz as the main constituent with phyllosilicates (white mica and/or chlorite) varying from 5 to 30 modal percent. Microscopic analysis in these samples showed that the dynamic recrystallization of quartz aggregates is controlled by a combination of both progressive subgrain-rotation (SR) and grain-boundary-migration (GBM) recrystallization. Microstructures indicative of SR-recrystallization, such as core-and-mantle structures (White, 1976); and microstructures indicative of GBM-recrystallization, such as grain-boundary-bulging (White, 1976), castellate microstructures, window and dragging microstructures (Jessel, 1987), are observed in the analysed samples, either individually or in combination with the same sample. Summarising, microstructures indicating a coupling of progressive SR- and GBM- recrystallization, specimens having extensive dynamic recrystallization and the present of oblique grain shape in quartzite rocks (see above) may be interpreted as a result of deformation in the dislocation creep regime III or in a transitional dislocation creep regime II and III (Hirth & Tullis, 1992).

4. RECRYSTALLIZED GRAIN SIZE PIEZOMETRY

The differential flow stress in dislocation creep is related to certain microstructural parameters such as recrystallized grain size, sub-grain size and dislocation density. This raises the possibility that the palaeostress of rocks can be estimated from these parameters. In this work, theoretically derived and experimentally calibrated grain-size piezometry of quartz was used to infer the differential flow stress of deforming aggregates assuming steady state dislocation creep. The recrystallized grain size from the 36 selected quartz-rich samples (19 from the Chelmos area and 17 from the Taygetos area, Figs. 2,3) was determined using the Heyn method of linear intercept analysis (see DeHoff & Rheins, 1968). About 500-800 grains were measured in each thin section and the grain size was calculated from the relationship $1.5(abc)^{1/3}$, where a, b and c are the number of grains per unit length on three different traverses across the thin section. Three traverses were chosen parallel, perpendicular and at 45° to the microscopic foliation. Only pure quartz layers were measured, because impurities (e.g. mica) hinder grain-boundary migration and generally produce a smaller stable grain size (Christie and Ord, 1980). To evaluate flow stress, the recrystallized grain size piezometer derived by Twiss (1977) was used, as it is a piezometer most closely matching the newly established laws for quartz aggregates (Gleason and Tullis, 1993). It follows the form:

$$\sigma = A \cdot D^m$$

where σ is the differential stress ($\sigma_1 - \sigma_3$), D is the grain size in mm, and A (=603 MPa) and m (=0.68) are constants (Twiss, 1977).

4.1. RESULTS

The results of recrystallized quartz grain size measurements from 36 samples are given in Figure 4a. Recrystallized grain sizes of all 19 samples from the Chelmos area span the range 30-109 mm (Fig. 4a). However, the values of the grain size obtained can be separated into two major groups. As displayed schematically in Figure 4b, the grain sizes (D) from 13 samples (Group A) are tightly clustered between 30 and 52 mm while in the rest 6 samples (Group B) the values of parameters D appears to be higher and lie in the range of 77-109 mm. Furthermore, it is significant to say that the 13 samples of group A were selected within the lower, more intensely recrystallized levels of the PQS. In contrast, the six samples (FN1, FN2, FN4, FN16, AG1, AG10) of the group B are restricted within a narrow zone close to the contact between the PQS with the Tyros Beds and/or Tripolitza Zone (see Fig. 2). This observation suggests that the samples of group A are more representative and describe more effectively the distribution of the grain size in the PQS than the samples of the group B. The average grain size for group A is of the order of 42 mm. The 17 samples collected from the Taygetos area contain recrystallized quartz grains with a more restricted range of size from 32 to 67 mm; twelve out of 17 are within the range 41-59 mm (Fig. 4c). The average grain size for the Taygetos area's samples is of the order of 51 mm.

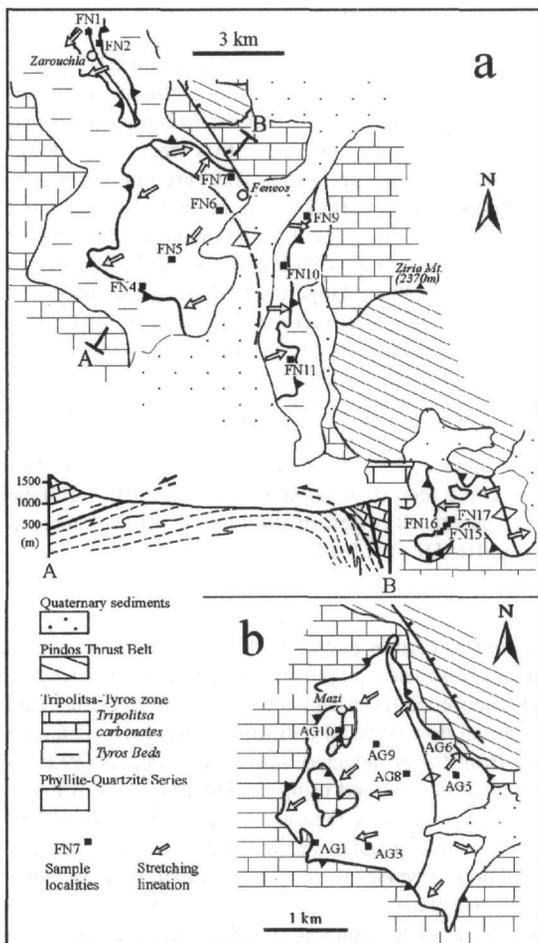


Figure 2. Structural and sample maps for the northern (a) and southern (b) part of the Chelmos window. For the location of the maps see Figure 1.

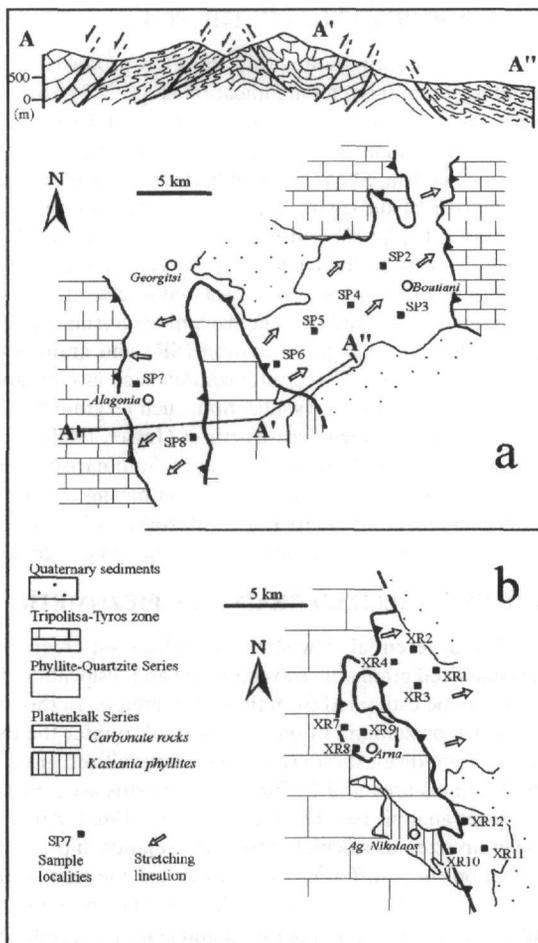


Figure 3. Structural and sample maps for the northern (a) and southern (b) part of the Taygetos window. For the location of the maps see Figure 1.

Based on Twiss calibration, the differential flow stresses implied for the average recrystallized grain sizes 42 mm from the Chelmos area and the 51 mm from the Taygetos area are of the order of 47 MPa and 41 MPa, respectively.

5. ESTIMATE OF STRAIN RATE

Differential flow stresses estimations can be combined with metamorphic temperature estimates to calculate the strain rate during deformation, by using published flow-laws. Flow-laws are derived from laboratory experiments and in some cases it may be justified to extrapolate them to geological conditions. In this work, the flow law for dislocation creep of quartz derived by Paterson and Luan (1990) for low to moderate grade rocks was applied. It has the form:

$$\dot{\epsilon} = A\sigma^n \exp(-Q/RT),$$

with A (pre-exponential factor) = $6.5 \times 10^{-8} \text{ MPa}^{-n} \text{ s}^{-1}$, Q (activation energy) = 135 kJmol^{-1} , R (gas constant) = $8.314 \text{ JK}^{-1} \text{ mol}^{-1}$ and n (stress exponent) = 3.1 ; $\dot{\epsilon}$ denote the strain rate, σ the differential stress and T the absolute temperature. As it has been noted in previous sections, the peak metamorphic temperatures for the PQS in the Chelmos window have been estimated at $375 \pm 25^\circ \text{C}$ (Katagas et al., 1991) while for the same rock unit in the Taygetos window at 400°C (Bassias & Triboulet, 1993). Finally, using the above flow-law, for temperatures

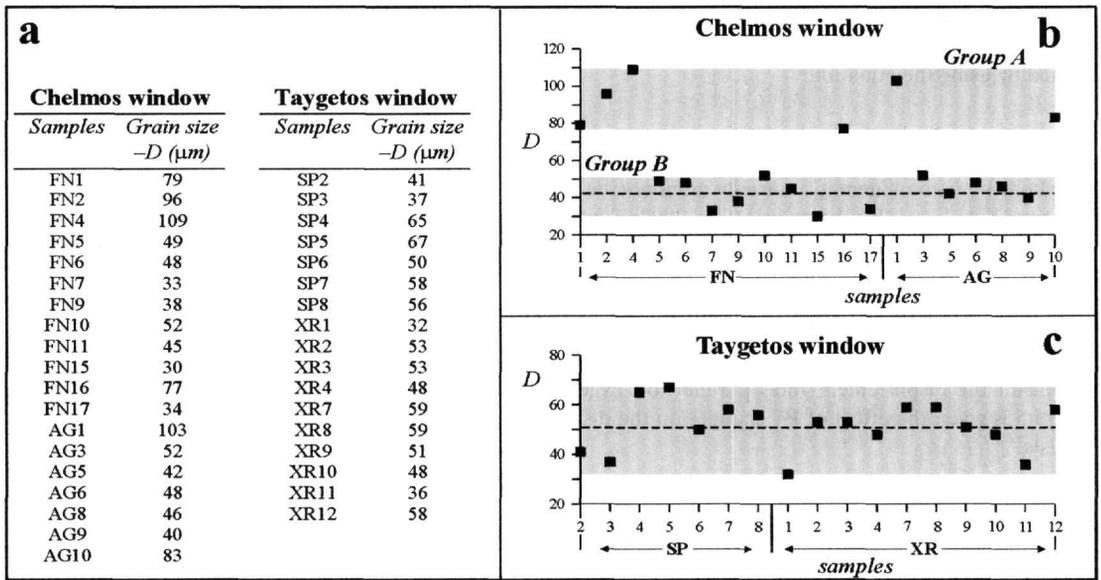


Figure 4. (a) The recrystallized quartz grain size from 36 samples. For sample localities see Figures 2 and 3. (b) Plot illustrating the variations of grain size (D) values vs. samples from the Chelmos window. The shaded areas show the value's ranges for two major groups and the dashed line indicates the average grain size. (c) Plot illustrating the variations of grain size (D) values vs. samples from the Taygetos window. The shaded area shows the value's range and the dashed line indicate the average grain size.

375°C and differential stress 47 MPa, a strain rate of 10^{-13}s^{-1} (or 3.15Ma^{-1}) is calculated for the samples from the Chelmos area. At temperatures 400°C and differential stress 41 MPa, the predicted strain rate for the rocks from the Taygetos area is of the order of $2.1 \times 10^{-13}\text{s}^{-1}$ (or 6.61Ma^{-1}). It should be noted that the observed strain rate values from both areas, lie in the limit of the conventional strain rates range (10^{-13}s^{-1} - 10^{-15}s^{-1}) suggested by Pfiffner & Ramsay (1982). According to the above authors, strain rates faster than 10^{-13}s^{-1} have been expected in mylonite zones.

6. ESTIMATE OF EFFECTIVE VISCOSITY

Estimations of the effective viscosity (η) during ductile deformation of the PQS can be made combining flow stress and strain rate data according to the following relation:

$$\eta = \sigma / 3(d\epsilon/dt)$$

(e.g. Carter & Tsenn, 1987). From the formula it is obvious that derivation of a good estimate of viscosity can be made only if deformation is homogeneous and continuous in time (t). Therefore, a conservative estimation can be given assuming constant strain rate and continuous deformation over a time span of 1 Ma. Consequently, using the observed differential stresses and strain rates values, an effective bulk viscosity for the rocks of the PQS in both windows in the range 10^{20} to $10^{19}\text{Pa} \cdot \text{s}$ is inferred.

7. IMPLICATION FOR THE DISPLACEMENT RATE

Calculations of the displacement rates parallel (V_p) to the Taygetos-Parnon and Chelmos Thrust (Fig. 1), during the tectonic extrusion of the PQS, appears to be possibly if the thickness (h) of the ductile shear zone and shear strain rate (e_s) are known:

$$V_p = e_s \cdot h$$

(e.g. Jiang 1994). Field observations and published geological cross-section from the Peloponnese (e.g. A-

A-A'' in Fig. 3a) and Crete (Kokkalas & Doutsos, 2000) indicate that the PQS has a relatively fixed structural thickness approximately 1000m. According to Weijermars (1998) calculations of shear strain rate can be performed by using the equation:

$$e_s = e \cdot W_k,$$

where W_k is the kinematic vorticity number (see Means, 1994 for review). Considering, recent quantitative analyses (Xypolias & Koukouvelas, 1999, 2000; Xypolias & Doutsos, 2000) showed that ductile deformation of the rocks in the PQS has started with an initially high W_k ($W_k \approx 0.9$) which reduced as deformation proceeded ($0.6 < W_k < 0.4$). Finally, for e of 6.61 Ma^{-1} , W_k of 0.9 and h of 1000m, a displacement rate 5.9 mm/year (or 5.9 km/Ma) parallel to the Taygetos-Parnon Thrust, during the initial stages of extrusion process, is obtained. For e of 3.14 Ma^{-1} , W_k of 0.9 and h of 1000m the displacement rate parallel to the Chelmos Thrust is 2.8 mm/year (or 2.8 km/Ma). However, it is obvious that the progressive decrease of W_k during ductile deformation was affected significant the displacement rates parallel to Taygetos-Parnon and Chelmos Thrusts. In the diagram of the Figure 5 is given the effect of W_k changes on the displacement rates parallel to Taygetos-Parnon and Chelmos Thrusts.

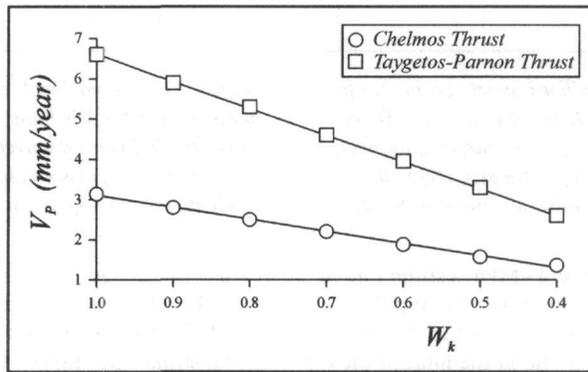


Figure 5. Diagram showing the effect of W_k (kinematic vorticity number) changes on the displacement rates (V_p) parallel to Chelmos and Taygetos - Parnon Thrusts. The ductile extrusion of the Phyllite - Quartzite Series probably starts with an initially high W_k value which reduces as deformation proceeds.

8. CONCLUDING REMARKS

Quartzites from the Phyllite-Quartzite Series (PQS) in the Chelmos and Taygetos tectonic windows (Peloponnese) have average recrystallized grain sizes of 42 mm and 51 mm, respectively. Twiss's (1977) quartz grain-size piezometer suggests that the ductile deformation occurred at differential stresses approximately 40-50 MPa. Extrapolation of quartzite flow-laws indicates that the ductile deformation in the PQS occurred at strain rates slightly faster than 10^{-13} s^{-1} . These stress and strain rate estimates suggest that during tectonic extrusion of the PQS, rocks had a relatively low-viscosity in the range 10^{20} to $10^{19} \text{ Pa}\cdot\text{s}$. Combination of the obtained strain rate values with published quantitative analyses of the rotational and stretch components of deformation indicates that during the initial stage of the tectonic extrusion process, the displacement rates parallel to the Taygetos-Parnon and Chelmos Thrusts were $\sim 6 \text{ mm/year}$ and 3 mm/year , respectively.

ACKNOWLEDGMENTS

The author is grateful to Prof. N. Fytrolakis and Dr. Z. karotsieris for critical reading on an earlier version of the manuscript.

REFERENCES

- BASSIAS, Y. & TRIBOULET, C. 1993. Tectono-Metamorphic evolution of Blueschist formations in the Peloponnesus (Parnon and Taygetos Massifs, Greece): A model of nappe stacking during Tertiary Orogenesis. *Journal of Geology* **102**, 697-708.
- CARTER, N. L. & TSENN, M. C. 1987. Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics* **136**, 27-63.
- CHRISTIE, J. M. & ORD, A. 1980. Flow stress from microstructures of mylonites: example and current assessment. *Journal of Geophysical Research* **85**, 6253-6262.
- DEHOFF, R. T. & RHEINS, F. N. 1968. *Quantitative Microscopy*, 422pp. (McGraw-Hill, New-York).
- DOUSOS, T., KOUKOUVELAS, I., POULIMENOS, G., KOKKALAS, S., XYPOLIAS, P. & SKOURLIS, K. 2000. An exhumation model of the south Peloponnesus, Greece. *International Journal of Earth Sciences* **89**, 350-365.
- ENGELDER, T. 1993. *Stress Regimes in the Lithosphere*, 457pp. (Princeton University Press, Princeton).
- GLEASON, G. C. & TULLIS, J. 1993. Improving flow laws and piezometers for quartz and feldspar aggregates. *Geophysical Research Letters* **20**, 2111-2114.
- GOETZE, C. & KOHLSTEDT, D. L. 1973. Laboratory studies of dislocation climb and diffusion in olivine. *Journal of Geophysical Research* **78**, 5961-5976.
- HIRTH, G. & TULLIS, J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology* **14**, 145-159.
- JACOBSHAGEN, V. 1986. *Geologie von Griechenland*. 363 pp. (Gebrüder Borntraeger, Berlin).
- JESSELL, M. W. 1987. Grain-boundary migration microstructures in a natural deformed quartzite. *Journal of Structural Geology* **9**, 1007-1014.
- JIANG, D. 1994. Flow variation in layered rocks subjected to bulk flow of various kinematic vorticities: theory and geological implications *Journal of Structural Geology* **16**, 1159-1172.
- KATAGAS, C. 1980. Ferroglaucophan and chloritoid-bearing metapelites from the phyllite series, southern Peloponnese Greece. *Mineralogical Magazine* **43**, 975-978.
- KATAGAS, C., TSOLIS-KATAGAS, P. & BALTATZIS, E. 1991. Chemical mineralogy and illite crystallinity in low grade metasediments, Zarouchla Group, Northern Peloponnesus, Greece. *Mineralogy and Petrology* **44**, 57-71.
- KOCH, P.S. 1983. *Rheology and microstructures of experimentally deformed quartz aggregates*. Unpublished PhD thesis, University of California.
- KOKKALAS, S. & DOUSOS, T. 2000. Strain partitioning along the south Hellenides (Eastern Crete, Greece). In: Panayides, I., Xenophontos, C., Malpas, J. (Eds.), *Third International Conference on the Geology of the Eastern Mediterranean*. Department of Geological Survey, Nicosia, Cyprus, 83-95.
- MEANS, W. D. 1994. Rotational quantities in homogeneous flow and the development of small-scale structure. *Journal of Structural Geology* **16**, 437-445.
- MOLNAR, P. & ENGLAND, P. 1990. Temperatures, heat flux, and frictional stress near major thrust faults. *Journal of Geophysical Research* **95**, 4833-4856.
- PATERSON, M. S., LUAN, F. C. 1990. Quartzite rheology under geological conditions. In: Knipe, R.J., Rutter, E.H. (Eds.), *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*. Geological Society of London Special Publication. **54**, pp. 299-307.
- PIFFNER, O. A. & RAMSAY, J. G. 1982. Constraints on geological strain rates-arguments from finite strain states of naturally deformed rocks. *Journal of Geophysical Research* **87**, 311-321.
- RANALLI, G. 1995. *Rheology of the Earth*. 388pp. (Chapman & Hall, London).
- SEIDEL, E., KREUZER, H. & HARRE, W. 1982. A late Oligocene/early Miocene high pressure belt in the external Hellenides. *Geologische Jahrbuch* **E23**, 165-206.
- THEYE, T. 1988. Aufsteigende Hochdruckmetamorphose in Sedimenten der Phyllit-Quarzit-Einheit Kretas und des Peloponnes. Unpublished PhD thesis, University of Braunschweig.
- THEYE, T. & SEIDEL, E. 1991. Petrology of low-grade high pressure metapelites from the External Hellenides (Crete Peloponnese) A case study with attention to sodic minerals. *European Journal of Mineralogy* **3**, 343-366.
- THIEBAULT, F. & TRIBOULET, T. 1984. Alpine metamorphism and deformation in Phyllite nappes (external Hellenides, southern Peloponnesus, Greece): Geodynamic implication. *Journal of Geology* **92**, 185-199.
- TWISS, R.J., 1977. Theory and applicability of a recrystallized grain-size paleopiezometer. *Pure and Applied Geophysics* **115**, 227-244.

- WEIJERMARS, R. 1998. *Principles of Rock Mechanics*. 359pp. (Alboran Science, Amsterdam).
- WHITE, S., 1976. The effect of strain on the microstructures, fabrics and deformation mechanisms in quartzites. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* **A283**, 69-86.
- WHITMARSH, R. B., BOTT, M. H. P., FAIRHEAD, J. D. & KUSZNIR, N. J. 1991. *Tectonic stress in the lithosphere*, 194pp. (Philosophical Transactions of the Royal Society of London A337).
- XYPOLIAS, P. & DOUSOS, T. 2000. Kinematics of rock flow in a crustal-scale shear zone: implication for the orogenic evolution of the southwestern Hellenides. *Geological Magazine* **137**, 81-96.
- XYPOLIAS, P. & KOUKOUVELAS, I. 1999. Flow-path partitioning in the Chelmos monoclinic shear zone, Peloponnese, Greece. *Tubinger Geowissenschaftliche Arbeiten* **A52**, 217-218.
- XYPOLIAS, P. & KOUKOUVELAS, I. 2000. Kinematic vorticity and strain rate patterns associated with ductile extrusion in the Chelmos Shear Zone (External Hellenides, Greece). *Tectonophysics*, (in press).

ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ
GEOMORPHOLOGY

ΕΝΑ ΤΡΙΣΔΙΑΣΤΑΤΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΗΣ ΕΞΕΛΙΞΗΣ ΟΡΕΙΝΟΥ ΟΓΚΟΥ ΛΟΓΩ ΤΗΣ ΔΙΑΒΡΩΤΙΚΗΣ ΔΡΑΣΗΣ ΤΩΝ ΥΔΑΤΩΝ*

Α. ΒΑΪΟΠΟΥΛΟΣ¹, Γ. Α. ΣΚΙΑΝΗΣ¹, Β. ΤΣΑΡΜΠΟΣ¹, Β. ΣΑΜΠΩ¹

ΣΥΝΟΨΗ

Στην παρούσα εργασία, επιλύεται η διαφορική εξίσωση της μορφολογικής εξέλιξης ορεινού όγκου, κυλινδρικού σχήματος με κατακόρυφο άξονα, λόγω της διαβρωτικής δράσης των υδάτων. Η λύση της εξίσωσης, συγκρίνεται με αυτήν που προκύπτει από διοδιαστάτο μοντέλο και διαπιστώνεται ότι η διαβρωτική διεργασία είναι ταχύτερη στον ορεινό όγκο πεπερασμένης βάσης από ότι στην οροσειρά με πολύ μεγάλο μήκος. Τέλος, επισημαίνεται ότι η ταχύτητα της μορφολογικής εξέλιξης αυξάνεται, στο βαθμό που μειώνεται ο λόγος της βάσης του αρχικού ορεινού όγκου προς μια σταθερά που ονοματίζεται «συντελεστής διάβρωσης». Τα συμπεράσματα της εργασίας αυτής, μπορούν να συμβάλουν στην καλύτερη κατανόηση των διαβρωτικών διεργασιών που διέπουν τη μορφολογική εξέλιξη του αναγλύφου μιας περιοχής.

ABSTRACT

In the present paper, we study the morphological evolution of a hill or mountain, caused by erosion. The mountain, in its initial state, is simulated by a vertical cylinder, with basis radius r_0 and the erosion is assumed to be caused by a thin water layer flow. Firstly, the differential equation of the erosion process is formulated, assuming that the eroded mass flow is proportional to the hill slope. The differential equation is of the diffusion type and contains a coefficient d , which may be called "erosion coefficient" and its magnitude depends on the type and cohesion of the soil, as well as the friction between soil carrying water flow and the ground. The solution of the differential equation is expressed as an integral, which gives the height y for a distance r from the origin at time t .

The integral is numerically calculated and various profiles of the mountainous relief for different time instants are plotted. As expected, the height of the top of the mountain and the slope are reduced with time. Compared to the two-dimensional model of a rectangular hill, the reduction rate is higher in the three-dimensional case. This means that the evolution of a hill or a mountain, with limited horizontal dimensions, is quicker than that of a mountain range of a much greater length.

A closed analytical expression for the variation of the height of the top of the hill with time is then deduced and compared with an empirical formula proposed by Strahler 1952. The theoretical predictions agree with this formula in qualitative terms only, since the former gives a slower time variation than the latter.

Finally, it is pointed out that the rate of morphological evolution depends on the ratio r_0/d , increasing when r_0/d decreases. A graphical plot of the speed of time variation of the height of the hill against r_0/d is made, to show this dependence.

The results and conclusions of this paper may help in understanding certain aspects of the process by which the relief of an area changes with time. They may also orient field and laboratory investigations towards testing the theoretical predictions and to the study of the influence of certain factors on the morphological evolution of a mountainous region.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Διάβρωση, μορφολογική εξέλιξη, μεταφορική ικανότητα, συντελεστής διάβρωσης, εξίσωση διάχυσης).

KEY WORDS: erosion, morphological evolution, carrying capacity, erosion coefficient, diffusion equation.

* A 3-D MODEL OF THE MORPHOLOGICAL EVOLUTION OF A MOUNTAIN, AS A RESULT OF FLUVIAL PROCESSES

1. Εργαστήριο Τηλεανίχνευσης, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Αθηνών. Πανεπιστημιόπολη, Αθήνα 157 84.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Από τις αρχές της δεκαετίας του 1950, είχε διαπιστωθεί ότι το σχήμα και η χρονική εξέλιξη των ορεινών όγκων φαίνεται να ακολουθεί, κατά προσέγγιση, ορισμένους μαθηματικούς νόμους και είχε προταθεί και μια εμπειρική σχέση, με βάση παρατηρήσεις στο ύπαιθρο (Strahler 1952).

Στη συνέχεια, ξεκίνησαν οι πρώτες προσπάθειες στο θεωρητικό επίπεδο, για τη μαθηματική περιγραφή της μορφολογικής εξέλιξης ορεινών όγκων, αξιοποιώντας τη γνώση που είχε ήδη αποκομιστεί από τη μελέτη προβλημάτων διάδοσης θερμότητας. Πρώτα δείγματα αυτής της προσπάθειας, είναι οι εργασίες των Scheidegger 1959 και Culling 1963, 1965. Ακολούθησαν οι Kirkby 1971, Hirano 1975, 1976 και Trofimov & Moskovkin 1976, 1984. Μια εισαγωγική παρουσίαση αυτού του θέματος, γίνεται από τον Scheidegger 1991. Χαρακτηριστικό των παραπάνω εργασιών είναι η αναλυτική, ως επί το πλείστον, προσέγγιση του προβλήματος, διατυπώνοντας διαφορικές εξισώσεις με διάφορες αρχικές και οριακές συνθήκες και δίνοντας λύσεις που συνήθως δεν εκφράζονται σε κλειστή μορφή, αλλά ως ολοκληρώματα που προσδιορίζονται αριθμητικά, ή ως σειρές απείρων όρων. Στις περισσότερες περιπτώσεις, τα μοντέλα ήταν διδιάστατα και δίνονταν έμφαση στη μορφολογική εξέλιξη της κλιτύς και όχι του συνόλου του ορεινού όγκου. Η έλλειψη προσιτών υπολογιστικών μέσων με εύχρηστο και ισχυρό λογισμικό για αριθμητικούς υπολογισμούς, πιστεύουμε πως είναι η αιτία που οι εργασίες αυτές χαρακτηρίζονται, συχνά, από τις λίγες γραφικές παραστάσεις και την περιορισμένης έκτασης ποσοτική διερεύνηση των παραμέτρων που καθορίζουν τη συμπεριφορά του μελετούμενου συστήματος.

Από τη δεκαετία του 1970, με την ανάπτυξη των υπολογιστών, άρχισε να κερδίζει έδαφος η άποψη ότι δεν είναι απαραίτητο να καταγράφει κανείς στη διατύπωση και επίλυση διαφορικών εξισώσεων για τη μελέτη της μορφολογικής εξέλιξης μιας κλιτύς. Ο εναλλακτικός τρόπος προσέγγισης, είναι ο χωρισμός της γεωμορφής σε διακριτές στοιχειώδεις επιφάνειες (κυψελίδες) και η εκτίμηση του μελλοντικού ύψους της κάθε κυψελίδας, ξεκινώντας από ένα ψηφιακό μοντέλο εδάφους ως αρχική συνθήκη και χρησιμοποιώντας απλές αριθμητικές σχέσεις, που απορρέουν από το πείραμα ή από απλούς θεωρητικούς συλλογισμούς. Με τον τρόπο αυτό, επιτεύχθηκε η μελέτη της χρονικής εξέλιξης περίπλοκων τριδιάστατων γεωμορφών, με εντυπωσιακά, για εκείνη την εποχή, γραφήματα. Το ενδιαφέρον μετατοπίστηκε από τη μελέτη του σχήματος του συνόλου της κλιτύς, στη μελέτη της εμφάνισης και εξέλιξης μικρής κλίμακας γεωμορφών, κυρίως αυλάκων. Οι αριθμητικές αυτές λύσεις, έχουν αναπόφευκτα ένα μερικό χαρακτήρα, καθώς δεν παρέχουν ένα γενικό μαθηματικό νόμο για τη συμπεριφορά του υπό μελέτη συστήματος, αλλά συγκεκριμένες λύσεις για συγκεκριμένα ψηφιακά μοντέλα εδάφους. Στην ερευνητική αυτή κατεύθυνση, κινούνται οι εργασίες των Armstrong 1976, Huang & Bradford 1993, Coulthard et. al. 1996, Favis-Mortlock et. al. 1998. Οι Hergarten & Neugebauer 1998, ξεκινούν από τις διαφορικές εξισώσεις που περιγράφουν τη συμπεριφορά του υπό μελέτη συστήματος, η αριθμητική επίλυση των οποίων, για κάθε κυψελίδα, οδηγεί στην πρόβλεψη της χρονικής εξέλιξης της κλιτύς.

Η άποψή μας είναι ότι τα τριδιάστατα μοντέλα αριθμητικού προσδιορισμού του ψηφιακού μοντέλου εδάφους σε διάφορες χρονικές στιγμές, είναι πολύ χρήσιμα στην εκτίμηση του πώς θα εξελιχθεί μελλοντικά μια συγκεκριμένη περιοχή, με την περίπλοκη γεωμορφολογία της και με τους επι μέρους παράγοντες που διαμορφώνουν την εξέλιξή της. Ωστόσο, για τη συναγωγή γενικότερων συμπερασμάτων σε σχέση με το πώς επηρεάζεται η εξέλιξη ενός ορεινού όγκου και από ποιούς μαθηματικούς νόμους διέπεται αυτή, ίσως είναι καλύτερα να λειτουργήσει κανείς πιο αφαιρετικά και να αξιοποιήσει τις μεθόδους αναλυτικής προσέγγισης της συμπεριφοράς του υπό μελέτη συστήματος. Η ευκολία με την οποία μπορούν να πραγματοποιηθούν, σήμερα, οι απαραίτητοι αριθμητικοί υπολογισμοί, χάρη στους ταχείς ΗΥ, και να γίνουν οι σχετικές γραφικές παραστάσεις, είναι ένα πλεονέκτημα που στο παρελθόν δεν είχαν στη διάθεσή τους οι θεωρητικοί γεωμορφολόγοι και που μπορεί να βοηθήσει σημαντικά στην καλύτερη κατανόηση των διεργασιών εξέλιξης του σχήματος και των διαστάσεων ενός ορεινού όγκου.

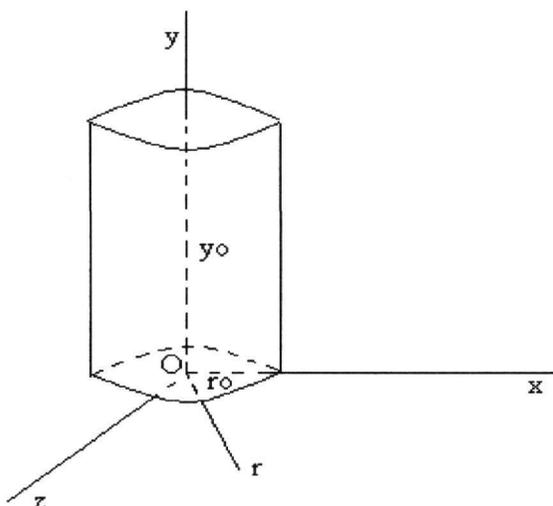
Στην παρούσα εργασία, μελετάται το πρόβλημα της μορφολογικής εξέλιξης τριδιάστατου ορεινού όγκου, λόγω της διαβρωτικής δράσης των επιφανειακών υδάτων. Το αρχικό σχήμα του ορεινού όγκου είναι κυλινδρικό, με κατακόρυφο άξονα, χωρίς να υπεισέρχεται άλλη οριακή συνθήκη στη διαφορική εξίσωση της διάβρωσης. Στη συνέχεια, συγκρίνονται τα αποτελέσματα που προκύπτουν από τη λύση της διαφορικής εξίσωσης του τριδιάστατου μοντέλου, με αυτά των δυο διαστάσεων και συνάγεται μια εύχρηστη αναλυτική έκφραση για τη χρονική μεταβολή του ύψους του ορεινού όγκου.

2. ΤΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΔΙΑΒΡΩΣΗΣ ΤΟΥ ΟΡΕΙΝΟΥ ΟΓΚΟΥ

Στη διεθνή βιβλιογραφία, οι εργασίες για τη μελέτη της μορφολογικής εξέλιξης ορεινού όγκου με αναλυτικές μεθόδους, περιορίζεται, συνήθως, στις δυο διαστάσεις. Οι Culling 1963 και Hirano 1976, επιλύουν το πρόβλημα της διάβρωσης ορεινού όγκου με αρχικό σχήμα ορθογωνίου παραλληλεπίπεδου. Ο Culling 1963, μελε-

τάει το πρόβλημα της χρονικής εξέλιξης κυλινδρικού όγκου, θέτοντας όμως μια οριακή συνθήκη μηδενικού ύψους, για μια δεδομένη απόσταση από το κέντρο της βάσης. Αυτό, από φυσική άποψη, σημαίνει απομάκρυνση του αποτιθέμενου υλικού από ποτάμια μεταφορά από τη συγκεκριμένη θέση. Στην παρούσα εργασία, διατυπώνεται και μελετάται η διαφορική εξίσωση της διαβρωτικής διεργασίας, χωρίς την υπόθεση της ροής ποτάμιου ρεύματος σε κάποια θέση. Κατά συνέπεια, η λύση διαφέρει από αυτήν του Culling 1963.

Η αρχική κατάσταση του ορεινού όγκου (χρόνος $t=0$), αναπαριστάται στο (σχ. 1).



Σχ. 1. Το μοντέλο του κυλινδρικού ορεινού όγκου, με ύψος y_0 και ακτίνα βάσης r_0
 Fig. 1. The model of the mountain with a cylindrical shape, height y_0 and basis radius r_0 .

Καθόλη την επιφάνεια του ορεινού όγκου, και σε διάφορες χρονικές στιγμές, ρέει ένα λεπτό στρώμα νερού, στην κατεύθυνση της ελάττωσης του υψομέτρου. Η ροή νερού μπορεί να οφείλεται σε βροχοπτώση, σε τήξη πάγων κατά την εαρινή περίοδο, ή σε άλλα αίτια. Το νερό συμπαρασύρει υλικό από την επιφάνεια του ορεινού όγκου και το αποθέτει σε χαμηλότερα υψόμετρα, με αποτέλεσμα να αλλάζει το ύψος y σε κάθε θέση (x, z) , άρα και το ανάγλυφο, ως προς το χρόνο t .

Για τη διατύπωση της διαφορικής εξίσωσης που περιγράφει την όλη διαδικασία, θα πρέπει πρώτα να γραφεί μια μαθηματική σχέση που να εκφράζει τη μεταβολή του υψομέτρου λόγω της ροής νερού και συμπαρασυρόμενου υλικού. Η σχέση αυτή είναι η:

$$\frac{\partial y}{\partial t} = -a[\partial(cv_x)/\partial x + \partial(cv_z)/\partial z] \quad (1)$$

c είναι η μεταφορική ικανότητα του νερού, (v_x, v_z) είναι η οριζόντια συνιστώσα της ταχύτητας $v(x, z, t)$ του νερού. Η παρουσία των v_x και v_z στη σχέση (1), υποδηλώνει ότι η χρονική μεταβολή του υψομέτρου, λόγω μεταφοράς μάζας, καθορίζεται από την οριζόντια συνιστώσα της ταχύτητας. Το a είναι μια ποσότητα που εκφράζει το βαθμό ευκολίας αποκόλλησης του υλικού από την επιφάνεια του ορεινού όγκου και εξαρτάται από τη συνοχή του υλικού αυτού.

Η ροή του νερού με το συμπαρασυρόμενο υλικό, είναι ανάλογη της κλίσης της επιφάνειας του αναγλύφου (Hirano 1975, Trofimov & Moskonkin 1984), οπότε ισχύει η σχέση:

$$(cv_x, cv_z) = -b(\partial y/\partial x, \partial y/\partial z) \quad (2)$$

Ο συντελεστής b εκφράζει το βαθμό ευκολίας κύλισης του νερού μαζί με το συμπαρασυρόμενο υλικό στην επιφάνεια του ορεινού όγκου και εξαρτάται από την τριβή μεταξύ ρευστού και εδάφους.

Από τις σχέσεις (1) και (2), συνάγεται η διαφορική εξίσωση της διάβρωσης, που είναι η:

$$\partial y/\partial t = d^2(\partial^2 y/\partial x^2 + \partial^2 y/\partial z^2) \quad (3)$$

Ο συντελεστής d ονοματίζεται συντελεστής διάβρωσης και συνδέεται με τα a και b με τη σχέση:

$$d^2 = ab \quad (4)$$

Για το μοντέλο του (σχ. 1), εξυπηρετεί να γραφεί η διαφορική εξίσωση (3) σε κυκλικές συντεταγμένες, οπότε, λόγω της ακτινικής συμμετρίας του προβλήματος, προκύπτει η σχέση

$$\partial y/\partial t = d^2[\partial^2 y/\partial r^2 + (1/r)\partial y/\partial r] \quad (5)$$

r είναι η απόσταση σημείου στο επίπεδο xOz , από την αρχή των αξόνων (σχ. 1).

Οι αρχικές συνθήκες της παραπάνω διαφορικής εξίσωσης, με βάση τη γεωμετρία του προβλήματος, είναι:

$$y(r, 0) = f(r) = \begin{cases} y_0, & r \leq r_0 \\ 0, & r > r_0 \end{cases} \quad (6)$$

και η λύση, γενικά, είναι (Zauderer 1989):

$$y(r, t) = \frac{y_0}{2d^2t} \int_0^\infty \exp\left[-\frac{r^2 + s^2}{4d^2t}\right] I_0\left(\frac{rs}{2d^2t}\right) f(s) ds \quad (7)$$

I_0 είναι η τροποποιημένη συνάρτηση Bessel, πρώτου είδους και μηδενικής τάξης.

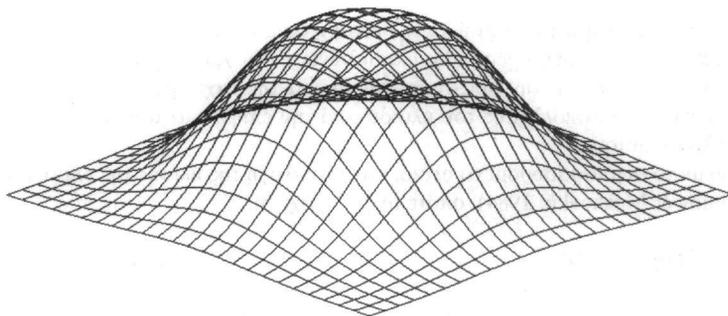
Για το συγκεκριμένο πρόβλημα, με τις αρχικές συνθήκες της σχέσης (6), η λύση είναι:

$$y(r, t) = \frac{y_0}{2d^2t} \int_0^{r_0} \exp\left[-\frac{r^2 + s^2}{4d^2t}\right] I_0\left(\frac{rs}{2d^2t}\right) ds \quad (8)$$

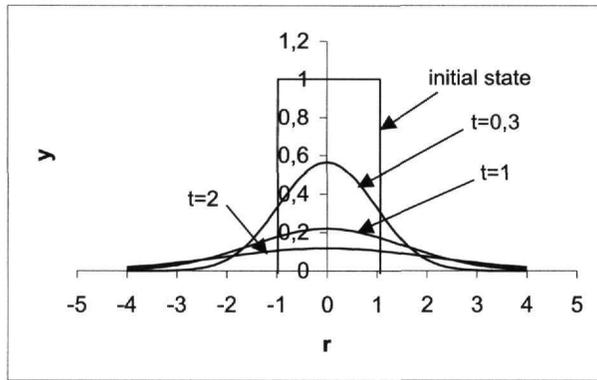
Για το ολοκλήρωμα της σχέσης (8), δεν υπάρχει έκφραση σε κλειστή μορφή, μπορεί όμως να υπολογιστεί αριθμητικά για διάφορες τιμές των r και t . Με τη βοήθεια κατάλληλου λογισμικού, έγιναν οι αριθμητικοί υπολογισμοί και δημιουργήθηκε (σχ. 2) ένα τρισδιάστατο γραφικό της μορφής του ορεινού όγκου σε χρόνο $t=1$, με τις αριθμητικές τιμές των y_0 , r_0 και d ίσες με τη μονάδα. Μπορεί κανείς να δει το πώς το αρχικό ανάγλυφο του (σχ. 1) με την απότομη κλίση, εξελίσσεται, με την πάροδο του χρόνου, σε μια πιο ομαλή επιφάνεια κωδωνοειδούς μορφής.

Στο (σχ. 3), παρουσιάζεται η χρονική εξέλιξη του αναγλύφου, κατά μήκος κατακόρυφης τομής που περνάει από την αρχή των αξόνων ($r_0 = 1$, $d = 1$). Εδώ, είναι εμφανής η πτωτική τάση του ύψους του ορεινού όγκου με την πάροδο του χρόνου, καθώς και η προοδευτική μείωση της κλίσης.

Παρουσιάζει ενδιαφέρον η σύγκριση της λύσης της διαφορικής εξίσωσης (3) για τη διάβρωση του τρισδιάστατου ορεινού όγκου, με αυτήν για διδιάστατο μοντέλο.

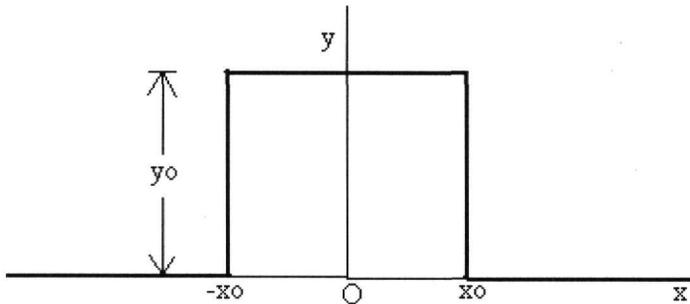


Σχ. 2. Ο ορεινός όγκος σε χρόνο $t = 1$.
Fig. 2. The mountain at time $t = 1$.



Σχ. 3. Τομή του αναγλύφου σε διάφορες χρονικές στιγμές.
 Fig. 3. A profile of the mountain relief for various time instants.

Για το σκοπό αυτό, θεωρούμε το διδιάστατο μοντέλο του (σχ. 4), που αναπαριστάει ορεινό όγκο με πολύ μεγάλη τη μια οριζόντια διάσταση.



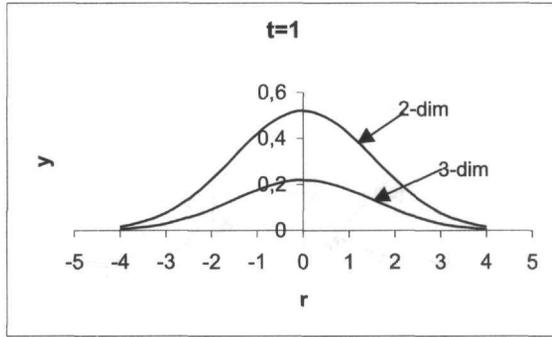
Σχ. 4. Διδιάστατο μοντέλο ορεινού όγκου.
 Fig. 4. A two-dimensional model of a mountain.

Η έκφραση για τη χρονική εξέλιξη του ορεινού όγκου είναι η (Culling 1963, Zauderer 1989):

$$y(x,t) = \frac{y_0}{\sqrt{4\pi d^2 t}} \int_{-1}^1 \exp\left[-\frac{(x-s)^2}{4d^2 t}\right] ds \quad (9)$$

Στο (σχ. 5), παρουσιάζονται οι λύσεις της διαφορικής εξίσωσης της διάβρωσης για το διδιάστατο μοντέλο του (σχ. 4) και για το τριδιάστατο μοντέλο του (σχ. 1). Είναι φανερό ότι από ποιοτική άποψη, οι λύσεις των διαφορικών εξισώσεων, στις δυο και στις τρεις διαστάσεις αντίστοιχα, δίνουν παρόμοια αποτελέσματα. Ωστόσο, στο τριδιάστατο μοντέλο, το υψόμετρο μεταβάλλεται, ως προς το χρόνο, με ταχύτερο ρυθμό από όσο στο διδιάστατο μοντέλο. Μια φυσική εξήγηση γι' αυτήν τη συμπεριφορά των λύσεων είναι ότι στις τρεις διαστάσεις, υπάρχει η δυνατότητα μεταφοράς υλικού σε διάφορες διευθύνσεις πάνω στην κλιτύ του ορεινού όγκου, ενώ στις δυο διαστάσεις η μάζα μεταφέρεται μόνο σε μια διεύθυνση, αυτήν της εφαπτομένης στη γραμμή του αναγλύφου. Κατά συνέπεια, στην πρώτη περίπτωση, το υλικό που μεταφέρεται στη μονάδα του χρόνου, για κάθε θέση πάνω στην επιφάνεια του ορεινού όγκου, είναι περισσότερο από όσο στη δεύτερη περίπτωση.

Επομένως, σύμφωνα με την παραπάνω μαθηματική ανάλυση, το ανάγλυφο οροσειράς με σχετικά μεγάλο μήκος θα πρέπει να μεταβάλλεται με πιο αργούς ρυθμούς από όσο το ανάγλυφο ορεινού όγκου με πεπερασμένες και τις τρεις διαστάσεις. Η γεωμορφολογική έρευνα στο ύπαιθρο, μπορεί ίσως να ελέγξει την εγκυρότητα αυτής της θεωρητικής πρόβλεψης.



Σχ. 5. Το διδιάστατο και το τριδιάστατο μοντέλο ορεινού όγκου σε χρόνο $t=1$, με τις παραμέτρους y_0, x_0, r_0, d_0 ίσες με τη μονάδα.

Fig. 5. The two-dimensional and the three-dimensional model at time $t=1$, with y_0, x_0, r_0, d_0 equal to unity.

Στις τρεις διαστάσεις, είναι δυνατό να συναχθεί μια εύχρηστη αναλυτική έκφραση για τη μεταβολή του μεγίστου υψομέτρου $y(0)$ ως προς το χρόνο t . Για το σκοπό αυτό, θέτουμε $r=0$ στη σχέση (8), ώστε να λάβει αυτή τη μορφή

$$y(0, t) = \frac{y_0}{2d^2t} \int_0^{r_0} \exp\left[-\frac{s^2}{4d^2t}\right] s ds \quad (10)$$

Από όπου συνάγεται εύκολα ότι

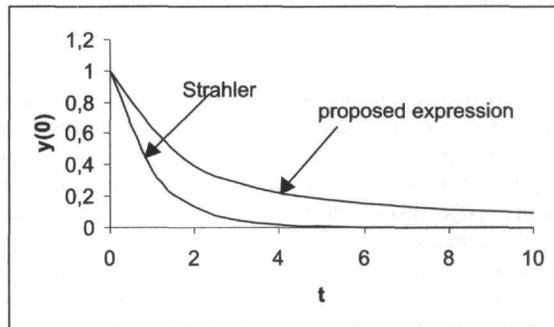
$$y(0, t) = y_0 \{1 - \exp[-r_0^2/(4d^2t)]\} \quad (11)$$

Από τη σχέση αυτή, είναι δυνατό να υπολογιστεί το υψόμετρο της κορυφής του ορεινού όγκου για διάφορες χρονικές στιγμές. Η χρονική εξέλιξη του ύψους της κορυφής του ορεινού όγκου, με βάση τη σχέση (11), διαφέρει σημαντικά από αυτήν που περιγράφεται από τον εμπειρικό τύπο του Strahler 1952, ο οποίος είναι:

$$y(0, t) = y_0 \cdot \exp(-kt) \quad (12)$$

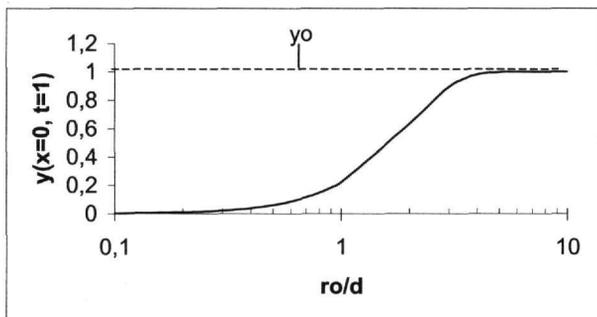
όπου k σταθερά.

Στο (σχ. 6), φαίνονται οι γραφικές παραστάσεις των σχέσεων (11) και (12), θέτοντας τις αριθμητικές τιμές των $y_0, r_0^2/(4d)$ και k ίσες με τη μονάδα. Είναι φανερό ότι η μείωση του ύψους της κορυφής γίνεται με ταχύτερο ρυθμό με βάση τον εμπειρικό τύπο του Strahler, από όσο με βάση τη δική μας πρόβλεψη. Για το λόγο αυτό, ίσως θα άξιζε να επανεξεταστούν τα εμπειρικά δεδομένα υπό το φως των νέων θεωρητικών προβλέψεων.



Σχ. 6. Χρονική εξέλιξη του ύψους ορεινού όγκου, με βάση τον εμπειρικό τύπο του Strahler 1952 και με βάση τη σχέση (11).
Fig. 6. Time variation of the mountain height, according to Strahler's 1952 empirical formula and according to the expression proposed in the present paper (equation (11)).

Με βάση τη σχέση (11), φαίνεται ότι οι ποσότητες d και r_0 παίζουν σημαντικό ρόλο στη χρονική εξέλιξη του ύψους της κορυφής, αλλά και του αναγλύφου, γενικότερα. Στη γραφική παράσταση του (σχ. 7), φαίνεται το πώς επηρεάζει το πηλίκο r_0/d τη μεταβολή του υψομέτρου της κορυφής $y(0)$, κατά το χρονικό διάστημα $t=0$ ως $t=1$. Η μεταβολή είναι ταχύτερη για μικρά r_0 και μεγάλα d , ενώ είναι πολύ αργή, ως ανύπαρκτη, για μεγάλα r_0 και μικρά d . Όταν η αριθμητική τιμή του r_0/d κυμαίνεται από 0.4 ως 4, αναμένονται σημαντικές, αλλά όχι πολύ γρήγορες χρονικές μεταβολές στο ύψος του ορεινού όγκου. Με αυτήν την έννοια, το διάστημα τιμών από 0.4 ως 4, εκτιμάται ότι είναι αυτό που εκφράζει τη φυσική πραγματικότητα.



Σχ. 7. Γραφική παράσταση της εξάρτησης της ταχύτητας χρονικής μεταβολής του ύψους του τρισδιάστατου μοντέλου ορεινού όγκου από το λόγο r_0/d .

Fig. 7. A graphical representation of the dependence of the speed of time variation of the height of the three-dimensional model on the ratio r_0/d .

3. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Από τη μαθηματική ανάλυση που πραγματοποιήθηκε σε αυτήν την εργασία, μπορούν να συναχθούν τα παρακάτω συμπεράσματα:

Η γενική εξελικτική τάση που ακολουθεί ένας ορεινός όγκος με απότομη κλιτύ, λόγω της διαβρωτικής δράσης των επιφανειακών υδάτων, είναι η μείωση του ύψους του και η εξομάλυνση του αναγλύφου, με τελικό αποτέλεσμα την ισοπέδωση του ορεινού όγκου, αν δεν υπάρχει κάποιος μηχανισμός αναπλήρωσης του ελαττούμενου υψομέτρου.

Ο ρυθμός χρονικής εξέλιξης εξαρτάται από το βαθμό ευκολίας με την οποία μπορεί να συμπαρασυρθεί υλικό από την επιφάνεια του εδάφους (συνοχή του επιφανειακού υλικού) και από τις τριβές μεταξύ της ρευστής μάζας του νερού με το συμπαρασυρόμενο υλικό. Η συνδυασμένη επιρροή των παραγόντων αυτών εκφράζεται με την παράμετρο d , που μπορεί να ονομαστεί συντελεστής διάβρωσης.

Ο ρυθμός μεταβολής του αναγλύφου εξαρτάται επίσης και από το μέγεθος της βάσης του αρχικού ορεινού όγκου. Με βάση το προταθέν τρισδιάστατο μοντέλο ακτινικής συμμετρίας, αποδείχτηκε ότι ο ρυθμός χρονικής μεταβολής του υψομέτρου καθορίζεται από το λόγο r_0/d , όπου r_0 η ακτίνα της βάσης του ορεινού όγκου, αν αυτή θεωρηθεί ως κυκλική, κατά προσέγγιση. Στο βαθμό που μειώνεται αυτός ο λόγος, επιταχύνεται η χρονική εξέλιξη του ορεινού όγκου.

Η εξέλιξη του αναγλύφου είναι ταχύτερη σε ορεινό όγκο με βάση πεπερασμένων διαστάσεων, από όσο σε μια οροσειρά, η μια διάσταση της οποίας είναι πολύ μεγαλύτερη σε σχέση με τις άλλες δυο.

Ο πειραματισμός στο εργαστήριο και οι παρατηρήσεις στο ύπαιθρο θα κρίνουν την εγκυρότητα των υποθέσεων εργασίας και των θεωρητικών προβλέψεων και μπορούν να συμβάλουν στην κατασκευή νέων μαθηματικών μοντέλων που να περιγράφουν καλύτερα τη φυσική πραγματικότητα (Βαϊόπουλος 2000).

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ARMSTRONG, A., 1976: A three-dimensional simulation of slope forms. *Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 25*, 20-28.
- ΒΑΪΟΠΟΥΛΟΣ, Δ. Α., 2000: Εισαγωγή στην Πληροφορική. Πανεπιστήμιο Αθηνών.
- COULTHARD, T. J., KIRKBY, M. J. & MACKLIN, M., 1996: A cellular automation fluvial and slope model of landscape evolution. In Abrahart, R. J. (ed.), *Proceedings of the first International Conference on Geocomputation (Volume I)*, School of Geography, University of Leeds, 168-185.
- CULLING, W. E. H., 1963: Soil creep and the development of hill-side slopes. *Jour. Geology*, 71, 127-161.
- CULLING, W. E. H., 1965: Theory of erosion on soil-covered slopes. *Jour. Geology*, 73, 230-254.
- FAVIS-MORTLOCK, D., BOARDMAN, J., PARSONS, T. & LASCELLES, B., 1998: Emergence and erosion: a model for rill initiation and development. In Abrahart, R.J. (ed.), *Proceedings of the third International Conference on Geocomputation*, University of Bristol, 17-19 September 1998. http://www.ecu.ox.ac.uk/ld/rg2geocomp/gc_86.htm.
- HERGARTEN, S. & NEUGEBAUER, H. J., 1998: Self-organized criticality in a landslide model. *Geophysical Research Letters*, 25(6), 801-804.
- HIRANO, M., 1975: Simulation of developmental process of interfluvial slopes with reference to graded form. *Jour. Geology* 83, 113-123
- HIRANO, M., 1976: Mathematical model and the concept of equilibrium in connection with slope shear ratio. *Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 25*, 50-71.
- HUANG, C. H. & BRADFORD, J. M., 1993: Analyses of slope and runoff factors based on the WEPP erosion model. *Soil Science Society of America Journal*, 57(5), 1176-1183.
- KIRKBY, M. J., 1971: Hillslope process-response models based on the continuity equation. In Brunsden, D. (ed), *Slopes, form and process*, Inst. of British Geogr. Special Publ. 3, 15-30.
- SCHEIDEGGER, A. E., 1959: Hydraulic effects in geodynamics: *Geologie und Bauwesen*, 25, 3-49.
- SCHEIDEGGER, A. E., 1991: *Theoretical Geomorphology*. 3rd Edition. Springer-Verlag. Berlin.
- STRAHLER, A. N., 1952: Dynamic basis of geomorphology. *Bull. Geol. Soc. America*, 63, 923-938.
- TROFIMOV, A. M. & MOSKOVKIN, V. M., 1976: On the problem of stable profiles of deluvial slopes. *Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 25*, 110-113.
- TROFIMOV, A. M. & MOSKOVKIN, V. M., 1984: Diffusion models of slope development. *Earth Surface Processes and Landforms*, 9, 435-453.
- ZAUDERER, E., 1989: *Partial Differential Equations of Applied Mathematics*. Second edition. John Wiley & Sons. New York.

ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΗ ΔΙΑΦΟΡΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΛΕΚΑΝΗΣ ΤΟΥ ΑΛΜΥΡΟΥ ΚΑΙ Ο ΡΟΛΟΣ ΤΗΣ ΠΡΟΣΦΑΤΗΣ ΡΗΞΙΓΕΝΟΥΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ*

Α. ΓΑΛΑΝΑΚΗΣ¹

ΣΥΝΟΨΗ

Το κεντρικό και νότιο τμήμα της λεκάνης του Αλμυρού επηρεάζεται από δύο διαγωνίως τεμνόμενα κανονικά ρήγματα, με διευθύνσεις ΒΔ-ΝΑ και Α-Δ περίπου. Το πρώτο με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ προκαλεί ανύψωση του δυτικού τμήματος της λεκάνης, σημαντική μετατόπιση των στρωμάτων του λιγνίτη και δημιουργία ποτάμιων αναβαθμίδων. Το δεύτερο ρήγμα που τοποθετείται κατά μήκος του ρέματος Ξεριάς, δημιουργεί μονόπλευρη ανάπτυξη του υδρογραφικού δικτύου. Στο νότιο περιθώριο της λεκάνης τα ρήγματα με διεύθυνση Α-Δ, επηρεάζουν το αλπικό υπόβαθρο και τα νεογενή ιζήματα και αποτελούν τμήματα της ρηξιγενούς ζώνης που ελέγχει το νότιο περιθώριο της λεκάνης του Αλμυρού. Η ρηξιγενής αυτή τεκτονική κατά τη διάρκεια του Νεογενούς-Τεταρτογενούς έχει άμεση σχέση τόσο με την εξέλιξη και διαμόρφωση του βυθίσματος του Αλμυρού όσο και με τη ηφαιστειότητα της περιοχής. Η μορφολογική διαφοροποίηση της λεκάνης του Αλμυρού, το υδρογραφικό δίκτυο και οι νεότερες γεωμορφές ελέγχονται κυρίως από τη νέα ρηξιγενή τεκτονική υπό τη δράση εφελκυστικού πεδίου ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνσης.

ABSTRACT

Two crossed fault systems with NW-SE and E-W directions affect on the central and southern part of the Almyros basin. The uplift movement in the western part of the basin, with importance vertical displacement (up to 200m) of the lignite layers and the formation river terraces are related with the activity of the first fault NW-SE direction. The second fault with E-W direction, located along Xerias river, affect on drainage system with hydrographic network from the south to the north development. In the southern part of the basin and on the Orthrys mountain a fault system with E-W trending affects on alpine basement and neogene deposits. This fault system forms the southern boundary of the Almyros basin. The recent brittle tectonic during Neogene-Quaternary is connected with the evolution and the configuration of the Almyros basin as well as volcanic activity of the area. The morphological differentiations of Almyros basin, the drainage system and the recent landforms with morphogenic activity are controlled by the recent brittle tectonics. The normal fault systems in the studied area caused by the extensional stress field (σ_3), trending N-S to NNW-SSE, which controls the geodynamic regime since Lower Pleistocene. This geodynamic regime has defined the recent morphological and morphotectonic evolution of the studied area.

KEY WORDS: Geomorphology, morphotectonics, neotectonics, fault, stress field.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Γεωμορφολογία, μορφοτεκτονική νεοτεκτονική, ρήγμα, πεδίο τάσεων.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η νεογενής λεκάνη του Αλμυρού αποτελεί ένα τεκτονικό βύθισμα της νότιας Θεσσαλίας. Η μορφολογία του βορείου περιθωρίου του βυθίσματος αυτού είναι γενικά ήπια, χωρίς ιδιαίτερα έντονο ανάγλυφο και ελέγχεται από το σεισμικό ρήγμα της Νέας Αγχιάλου. Το βύθισμα αυτό εκτείνεται δυτικά του Παρασητικού κόλπου με γενική διεύθυνση Α-Δ και αποτελεί το νοτιότερο τμήμα του συστήματος των λεκανών της Θεσσαλίας. Ο μεγάλος άξονας είναι 20 χλμ. ενώ το πλάτος του φτάνει τα 12 χλμ. Νότια το βύθισμα αυτό οριοθετείται από το όρος Όρθρος, ενώ βόρεια ορίζεται από υψώματα με χαμηλό ανάγλυφο που δεν ξεπερνούν τα 500m. Τα ιζήματα που απαντούν στην περιοχή είναι κυρίως χερσοποτάμιες και λιμναίας φάσης. Τα λιμναία ιζήματα είναι πλειοκαινικής ηλικίας και εντοπίζονται ΝΔ και ΒΑ της λεκάνης του Αλμυρού (Galanakis & Koutsouveli 2000).

Μετά την ολοκλήρωση της λιμναίας φάσης, άρχισε η απόθεση ποταμοχερσαίων υλικών η οποία συνεχίστηκε μέχρι και το Κ-Μ Πλειστόκαινο και καλύπτουν το μεγαλύτερο μέρος της λεκάνης του Αλμυρού.

* BRITTLE TECTONIC AND MORPHOLOGICAL ALTERATION OF ALMYROS BASIN

1. Institute of Geology and Mineral Exploration, 70 Messoghion Str., Athens, 11527 Greece

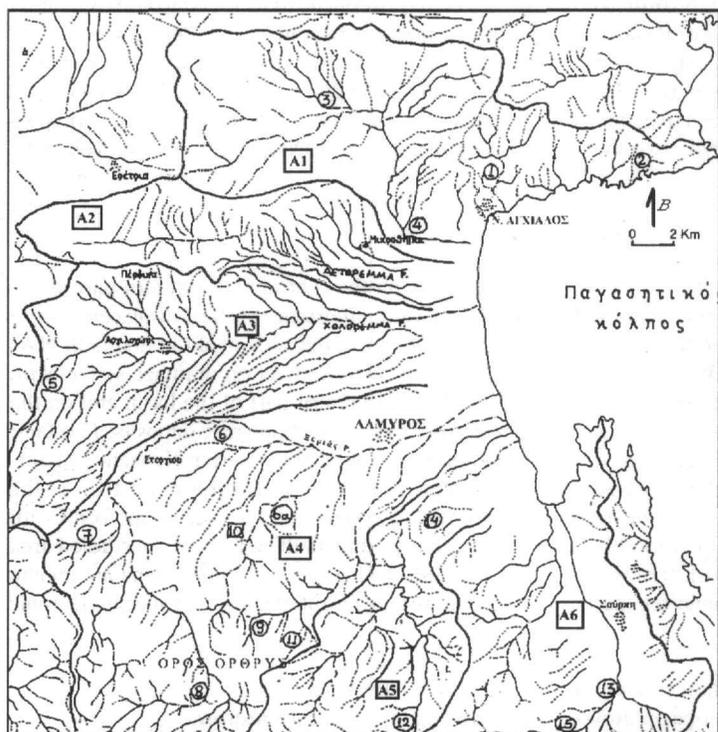
Βόρεια των Μικροθιβίων και ανατολικά της Αγχιάλου, θέση “Πορφυρίωνας”, εμφανίζονται ηφαιστειακά υλικά από λάβες βασαλτικής σύστασης, αποτέλεσμα της εκδηλώσης κάτω πλειστοκαινικής ηφαιστειότητας στην περιοχή των “Μικροθιβίων” και “Πορφυρίωνα”, (Fytikas et. al 1985).

2. ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ

2.1. Υδρογραφικό δίκτυο

Στα πλαίσια της γεωμορφολογικής μελέτης της λεκάνης του Αλμυρού έγινε η ανάλυση του υδρογραφικού δικτύου (κατά Strahler) όπου λήφθηκαν υπόψη όλες οι κυανές γραμμές των ρευμάτων σε τοπογραφικούς χάρτες κλίμακας 1:50.000. της Γ.Υ.Σ. Στο χάρτη της εικόνας 1 παρουσιάζεται η ανάπτυξη του υδρογραφικού δικτύου και έχουν σημειωθεί οι θέσεις, όπου έγιναν οι σχετικές παρατηρήσεις.

Μελετώντας τους υδροκρίτες των κυρίων ρευμάτων 4ης και 5ης τάξης μπορούμε να χωρίσουμε τη λεκάνη του Αλμυρού σε 6 υπολεκάνες (A1,A2,A3,A4,A5,A6) με επιμήκη κυρίως μορφή και κύριο άξονα Α-Δ εκτός από εκείνη του ρέματος Ξεριά (A4) και τη μικρή λεκάνη της Σούρπης (A6).



Εικ. 1: Ανάλυση του Υδρογραφικού δικτύου της λεκάνης του Αλμυρού κατά Strahler
Fig. 1: Drainage system of Almyros basin.

- Κλάδοι 1^{ης} τάξης
- Κλάδοι 2^{ης} τάξης
- - - Κλάδοι 3^{ης} τάξης
- · - Κλάδοι 4^{ης} τάξης
- - - Κλάδοι 5^{ης} τάξης
- Υδροκρίτες

Οι υπολεκάνες A1 και A2 είναι 4ης τάξης και έχουν μονόπλευρη ανάπτυξη των δευτερευόντων κλάδων από Βορρά προς Νότο, ενώ οι κύριοι κλάδοι έχουν διεύθυνση περίπου από Δ/κά προς Α/κά. Η μορφή των κλάδων είναι η δενδριτική με απότομη αλλαγή της διεύθυνσης των δευτερευόντων κλάδων σε Α-Δ (σημεία 1,2), ενώ κατά θέσεις εμφανίζεται υποπαράλληλη μορφή ανάπτυξης των κλάδων.

Ο συνδυασμός της παράλληλης μορφής του δικτύου και της αλλαγής της διεύθυνσης στη ροή των ρευμάτων (σημεία 3 και 4) δείχνει την παρέμβαση της τεκτονικής (ρήγμα Αγχιάλου) η οποία μέσα από διαφορετικές κινήσεις των επιμέρους ρηξιτεμαχίων επηρεάζει άμεσα την ανάπτυξη του υδρογραφικού δικτύου τόσο κατά την οριζόντια όσο και κατά την κατακόρυφο έννοια. Σε θέσεις που δέχονται την επίδραση της ζώνης του ρήγματος της Νέας Αγχιάλου, τα ρεύματα που έχουν διεύθυνση ροής από Βορρά προς Νότο κάμπτονται προς τα Ανατολικά, ενώ η κατά βάθος διάβρωση γίνεται έντονη στο τέμαχος που ανέρχεται (footwall block), όπως έχει μελετηθεί και από τον Caputo (1996).

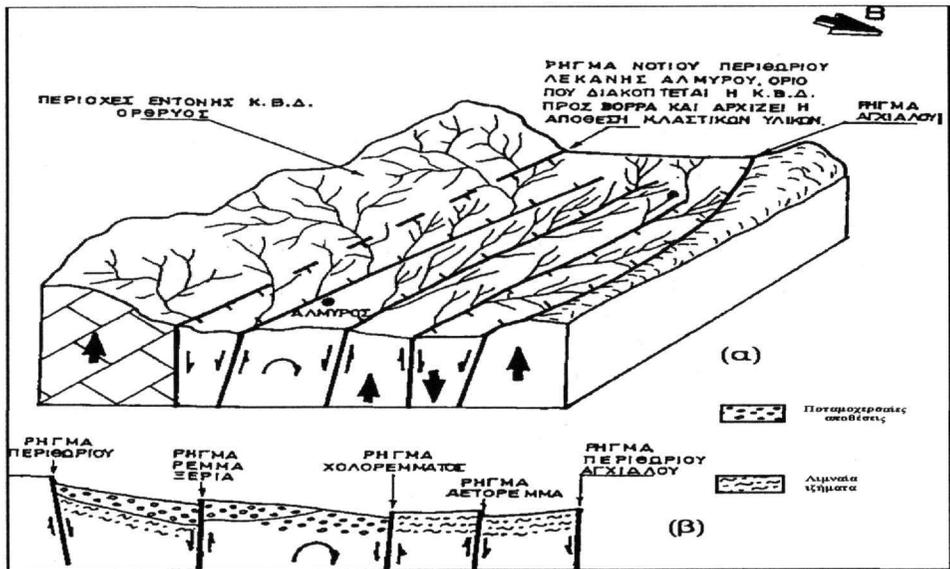
Η υπολεκάνη A3 είναι 5ης τάξεως, εμφανίζει πιο συμμετρική ανάπτυξη σε σχέση με τις δύο προηγούμενες, όμως και εδώ οι δευτερευόντες κλάδοι έχουν μεγαλύτερη και πυκνότερη ανάπτυξη δενδριτικής και κατά θέσεις παράλληλης μορφής στο νότιο τμήμα της και διεύθυνση ροής από τα ΝΔ προς τα ΒΑ, ενώ εμφανίζονται

συγχρόνως απότομες αλλαγές της διεύθυνσης τους σε Α-Δ της ίδιας τάξης κλάδων (σημείο 5).

Η υπολεκάνη Α4 είναι 5ης τάξεως και εμφανίζει ασύμμετρη εξέλιξη με εντυπωσιακή μονόπλευρη ανάπτυξη όλων των κλάδων που ρέουν από Νότο προς Βορρά και κάμψη των κύριων κλάδων κατά 90° προς τα Α/κά ή Δ/κά (σημεία 6, 6α, 7, 8, 9,) που οφείλονται σε τεκτονικά αίτια (tilting) λόγω επίδρασης του ρήγματος Ξεριά ή του ρήγματος του νοτίου περιθωρίου της λεκάνης του Αλμυρού (εικ. 2 & 3).

Οι έντονες διαφοροποιήσεις στην εξέλιξη του υδρογραφικού δικτύου, όπως η ασύμμετρη ανάπτυξη αυτού, αλλά και η αποστράγγιση μεγάλου αριθμού κλάδων πρώτης και δεύτερης τάξης κατευθειάν σε κλάδους τέταρτης τάξης, οφείλεται στο γεγονός της επιμήκυνσης των κλάδων αυτού στο ταφροειδές βύθισμα μέσα στο οποίο αναπτύσσονται από Δ/κά προς Α/κά. Το κύριο αίτιο της συγκεκριμένης διαμόρφωσης του υδρογραφικού δικτύου είναι οι νεοτεκτονικές διεργασίες και οι κινήσεις των επιμέρους ρηξιτεμαχών κατά τη διάρκεια του Τεταρτογενούς, όπως αυτό ερμηνεύεται στο τρισδιάστατο σχήμα της εικόνας 2. Αντίστοιχα φαινόμενα έχουν περιγραφεί για το υδρογραφικό δίκτυο του βυθίσματος του Σπερχειού, (Maroukian & Zamani 1983, Maroukian 1987), και για τα υδρογραφικά δίκτυα της νοτιοδυτικής Ροδόπης (Ψιλοβίκος 1990).

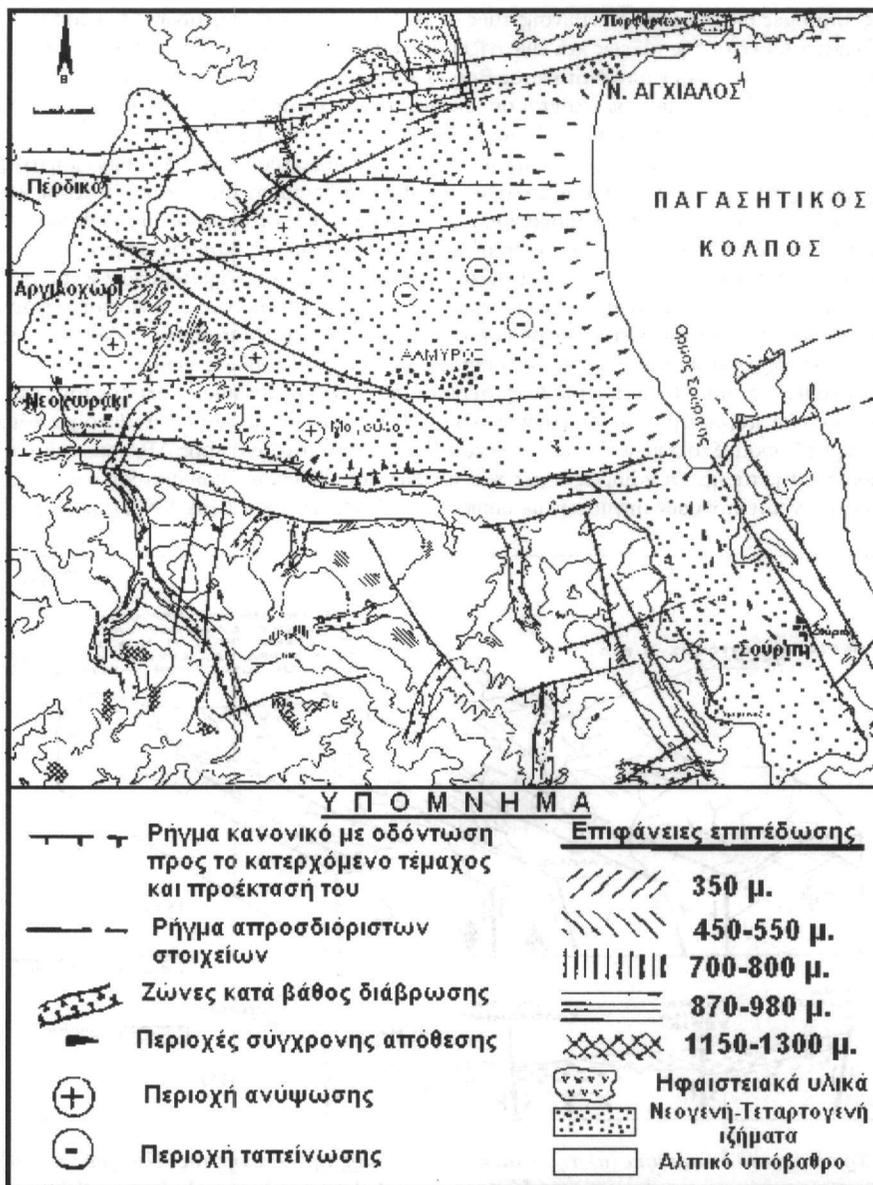
Οι υπολεκάνες Α5 και Α6 είναι επιμήκεις, περίπου παράλληλες (οι κύριοι κλάδοι τους στο νότιο τμήμα τους αναπτύσσονται παράλληλα) με διεύθυνση ΑΒΑ ενώ στις θέσεις 12 και 13 αντίστοιχα κάμπτονται πάλι παράλληλα προς Βορρά. Στο σημείο 14 της υπολεκάνης Α5 κάμπτεται ξανά προς ΑΒΑ όπως και αρκετοί δευτερεύοντες κλάδοι 1ης τάξης. Οι κάμψεις αυτές των κλάδων του υδρογραφικού δικτύου οφείλονται στη δράση δύο συστημάτων νεοτεκτονικών ρηγμάτων με διευθύνσεις ΑΒΑ-ΔΝΔ και ΒΒΔ-ΝΝΑ (εικόνες 3 & 4).



Εικ. 2: Τρισδιάστατο διάγραμμα (α) της νεοτεκτονικής δομής της λεκάνης του Αλμυρού και επίδραση των νεοτεκτονικών ρηγμάτων στο υδρογραφικό δίκτυο αυτής. Απλουστευμένη γεωλογική τομή (β) του παραπάνω διαγράμματος.

Fig. 2: Schematic representation of the neotectonic structure of the Almyros basin (a) and the evolution neotectonic faults on drainage system. Simplified cross section (b) of the above diagram.

Στην υπολεκάνη Α6 ο κλάδος 4ης τάξης έχει υποστεί σημαντική κάμψη προς Βορρά, κατά το πρόσφατο γεωλογικό παρελθόν, πιθανόν στη διάρκεια του Ανωτέρου Πλειστοκαινού - Ολοκαινού. Το γεγονός αυτό σε συνδυασμό με την απουσία ή την υποτυπώδη ανάπτυξη δευτερευόντων κλάδων (1^{ης} τάξης) πάνω στον κύριο κλάδο από το σημείο κάμψης του μέχρι την εκβολή του στον Παγασητικό κόλπο, μας βοηθά να διαπιστώσουμε ότι: Υπάρχει πολύ πρόσφατη τεκτονική δραστηριότητα των ρηγμάτων με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ, που συνδέεται και με τη διάνοιξη της μικρής λεκάνης της Σούρπης και έχει επιδράσει επί του υδρογραφικού δικτύου στη θέση που διέρχεται ο κύριος κλάδος, ενώ δεν έχει προλάβει να αναπτυχθεί το δευτερεύον δίκτυο.



Εικ 3: Μορφοτεκτονικός χάρτης της λεκάνης του Αλμυρού.
 Fig.3: Morphotectonic map of Almyros basin

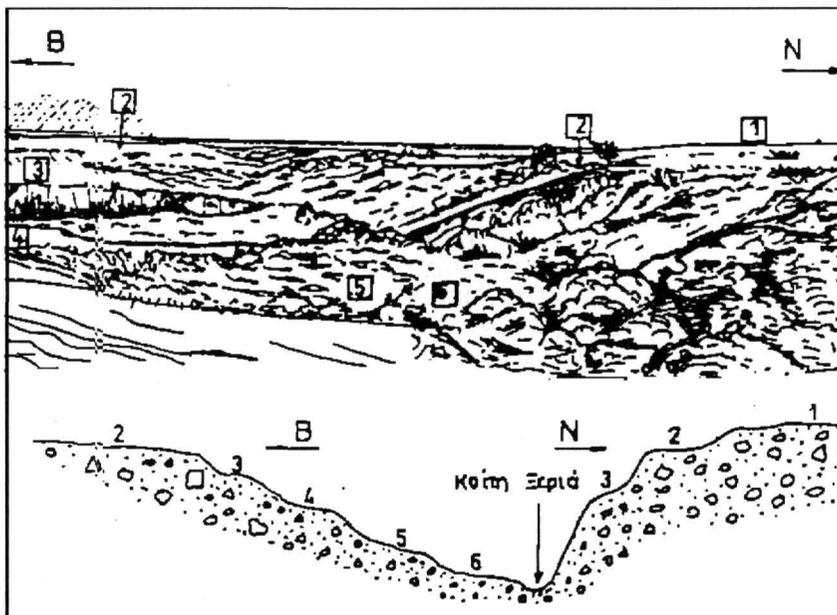
Εδώ θα πρέπει να τονισθεί ότι η πρόσφατη δράση του συστήματος των ρημάτων με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ, έχει παίξει καθοριστικό ρόλο στη νεότερη γεωτεκτονική εξέλιξη της περιοχής δεδομένου ότι συνδέεται και με την ηφαιστειότητα στην περιοχή των Μικροθηβίων (όπως αναφέρεται και στο κεφάλαιο της τεκτονικής).

2.2. Ανάγλυφο της λεκάνης του Αλμυρού

Στο δυτικό τμήμα της λεκάνης τα ρέματα δημιουργούν διάβρωση σε βάθος και παρουσιάζεται εντονότερο μορφολογικό ανάγλυφο σε σχέση με το ανατολικό τμήμα. Η παρατηρούμενη διαφοροποίηση του αναγλύφου οφείλεται στο γεγονός ότι, το ανατολικό τμήμα της λεκάνης βρίσκεται υπό καθεστώ βύθισης σε σχέση με το δυτικό, συμπέρασμα στο οποίο οδηγούμαστε με βάση τα παρακάτω στοιχεία:

α. Οι ποτάμιες αναβαθμίδες που έχει αφήσει κατά μήκος του το ρέμα Ξεριάς, νοτιοδυτικά της λεκάνης, από το

χωριό Νεοχωράκι έως την πόλη του Αλμυρού. Στην περιοχή αυτή διακρίνονται 6 αναβαθμίδες σε διάφορα υψόμετρα από την κοίτη του ρέματος (Εικ. 4). Από αυτές η ψηλότερη και παλαιότερη η οποία έχει την μεγαλύτερη εξάπλωση βρίσκεται σε ύψος 40 μέτρα από τη κοίτη του Ξεριά.



Εικ. 4: Ποτάμιες αναβαθμίδες (Αν. Τεταρτογενές) κατά μήκος του ρέματος Ξεριάς (νοτιοδυτικό τμήμα λεκάνης Αλμυρού).

Fig. 4: River terraces (Late Quaternary) along Xerias river (SW part of Almyros basin). Οι άλλες τέσσερις αναβαθμίδες βρίσκονται σε ύψος 30, 25, 10, 5 μέτρα αντίστοιχα από την κοίτη του Ξεριά. Κατά θέσεις συναντάμε εντός της κοίτης υπολλειματα μιάς πολύ πρόσφατης αναβαθμίδας σε ύψος περίπου 1.5 μέτρο αποτέλεσμα της τελευταίας ανοδικής κίνησης του δυτικού τέμαχους της λεκάνης του Αλμυρού.

- β. Οι αλλουβιακές προσχώσεις των κυρίων ρεμάτων του υδρογραφικού δικτύου εξαπλώνονται στο ανατολικό τμήμα της λεκάνης.
- γ. Αρχαιολογικές παρατηρήσεις στις ακτές του Παγασητικού κόλπου έχουν δείξει ότι αυτές βρίσκονται υπό καθεσώς βύθισης (Στείρος 1989).
- δ. Πρόσφατες τεκτονικές διεργασίες, όπως η δράση του ρήγματος που διέρχεται δυτικά της πόλης του Αλμυρού με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ (εικ. 3). Το ρήγμα αυτό εντοπίστηκε με γεωτρήσεις για την έρευνα του λιγνίτη που έκανε το Ι.Γ.Μ.Ε. το 1987. Η μελέτη των γεωτρήσεων για τον εντοπισμό του λιγνίτη έδειξε ότι, το δάπεδο του κοιτάσματος κατά μήκος και εκατέρωθεν του ρήγματος αυτού εμφανίζει μετάπτωση κατά 200 περίπου μέτρα προς τα ανατολικά. Συνεπώς, το τμήμα της λεκάνης του Αλμυρού που εμφανίζει έντονο μορφολογικό ανάγλυφο ταυτίζεται με το τέμαχος που ανέρχεται (δυτικά του ρήγματος) (footwall), ενώ το τμήμα που εμφανίζει ήπιο ανάγλυφο ταυτίζεται με το τέμαχος που κατέρχεται (ανατολικά του ρήγματος) (hanging wall).

Η πολύ έντονη κατά βάθος διάβρωση που παρουσιάζεται στο βόρειο τμήμα του ορεινού όγκου της Όρθρου εντάσσεται στη λεκάνη απορροής της περιοχής Αλμυρού. Οι θέσεις που εμφανίζεται η έντονη διάβρωση σε βάθος των ρεμάτων στην περιοχή της Όρθρου έχουν αποτυπωθεί στον χάρτη της εικόνας 3. Στις θέσεις αυτές τα ρέματα εκβαθύνουν τις κοίτες τους και ρέουν σε κοιλάδες σχήματος V, σχηματίζοντας έτσι πολλές φορές φαράγγια, ενώ συγχρόνως κατά θέσεις έχουμε την ύπαρξη υπολειμμάτων ποτάμιων αναβαθμίδων.

Σ' αυτό το σημείο πρέπει να επισημανθεί ότι η έντονη κατά βάθος διάβρωση του προνεογενούς υποβάθρου της Όρθρου σταματά απότομα στην επαφή με τα νεογενή-τεταρτογενή ιζήματα του νοτίου περιθωρίου της λεκάνης. Στη θέση αυτή διέρχεται το ρήγμα που οριοθετεί το περιθώριο της λεκάνης με διεύθυνση Α-Δ, (εικ. 2 & 3), όπου αρχίζει το πεδίο απόθεσης υλικών στο τέμαχος που κατέρχεται (hanging wall). Τα γεγονότα αυτά οφείλονται στις πρόσφατες ανυψωτικές κινήσεις της Όρθρου.

2.3. Επιφάνειες επιπέδωσης

Γιά να προσδιοριστούν οι επιφάνειες επιπέδωσης, όπως αποτυπώθηκαν αυτές στο χάρτη της εικόνας 3, κατασκευάστηκαν τοπογραφικές τομές με διεύθυνση Β-Ν ανά 1500 m και έγινε μελέτη αεροφωτογραφιών της περιοχής. Ο καθορισμός των επιφανειών επιπέδωσης έγινε με βάση τα στοιχεία του επιφανειακού αναγλύφου, του υψόμετρου, της έκτασης και της κατανομής τους στον ορεινό όγκο της Όρθρουος.

Με βάση λοιπόν τα παραπάνω στοιχεία προσδιορίστηκαν κατά υψόμετρο οι παρακάτω κατηγορίες επιφανειών επιπέδωσης, οι οποίες ανήκουν στο τύπο της απογύμνωσης και έχουν σχηματιστεί πάνω στα προνεογενή πετρώματα της Όρθρουος.

ΥΨΟΜΕΤΡΟ			ΗΛΙΚΙΑ	
α.	1150-1300	m	M. Α. ΜΕΙΟΚΑΙΝΟ	Planation surfaces
β.	870- 980	m	ΚΑΤ. ΠΛΕΙΟΚΑΙΝΟ	
γ.	700-800	m	ΑΝ. ΠΛΕΙΟΚΑΙΝΟ	Pediments
δ.	450-540	m	ΚΑΤ. ΠΛΕΙΣΤΟΚΑΙΝΟ	
ε.	350	m	M. ΠΛΕΙΣΤΟΚΑΙΝΟ-ΟΛΟΚΑΙΝΟ	

Ο προσδιορισμός της ηλικίας των επιφανειών αυτών βασίστηκε στην ταξινόμηση που έχει γίνει σ' όλη την Πελαγονική ζώνη, από τον Ψιλοβίκο (1989). Σύμφωνα με την ταξινόμηση αυτή η παλαιότερη επιφάνεια για όλη τη περιοχή της Όρθρουος βρίσκεται σε ύψος μεταξύ 1150 και 1300 m και έχει υπολειμματικό χαρακτήρα, όλες δε οι επιφάνειες βρίσκονται σε συνθήκες συνεχούς διάβρωσης.

3. ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ

Η μεγαλύτερη και πιο εντυπωσιακή ρηξιγενής γραμμή, η οποία διακρίνεται καθαρά σε δορυφορικές εικόνες και είναι σεισμικά ενεργή, είναι αυτή του ρήγματος της Νέας Αγχιάλου. Το ρήγμα αυτό εντοπίστηκε, χαρτογραφήθηκε και μελετήθηκε μετά το σεισμό του Ιουλίου του 1980 διότι συνδέθηκε με αυτή τη σεισμική δραστηριότητα (Papazachos et al. 1983). Μεταγενέστερα η ρηξιγενής αυτή ζώνη χαρτογραφήθηκε και μελετήθηκε από διάφορους ερευνητές Caputo (1990), Mountrakis et al (1993) και Γαλανάκης (1997). Ο Caputo (1996) επανέρχεται στη ρηξιγενή αυτή ζώνη και μελετά την επίδραση αυτής επί του υδρογραφικού δικτύου της περιοχής.

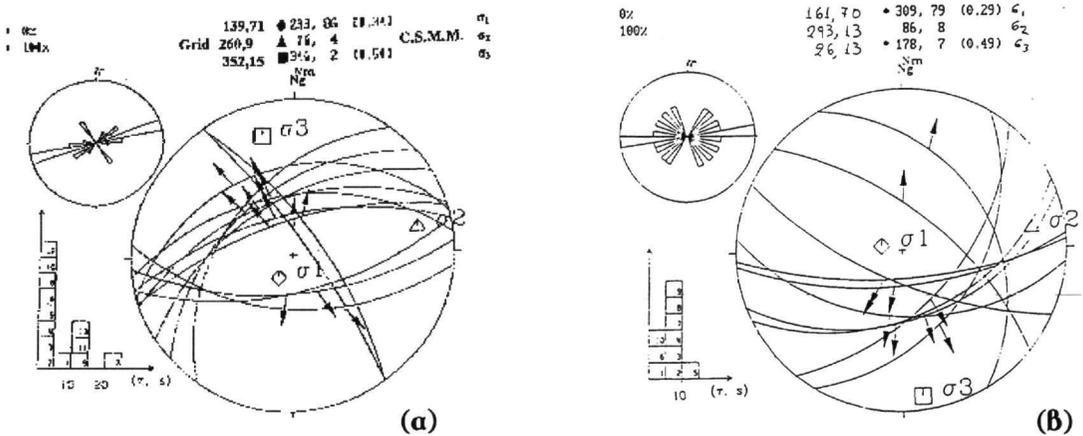
Στην παρούσα εργασία πέρα των πρόσθετων μετρήσεων που έγιναν, για τη μελέτη της κινηματικής και τον προσδιορισμό των τεκτονικών τάσεων, έγινε προσπάθεια να συνδεθεί η κινηματική της ζώνης αυτής με τα άλλα ρήγματα που επηρεάζουν τη λεκάνη του Αλμυρού.

Η ρηξιγενής ζώνη των κανονικών ρηγμάτων που ορίζει το βόρειο περιθώριο του βυθίσματος του Αλμυρού, με κατεύθυνση B75° έως B90° διασχίζει υποθαλάσσια τον Παγασητικό κόλπο, διέρχεται από τα χωριά Νέα Αγχιάλος και Μικροθήβες και προεκτείνεται δυτικά σ' ένα μήκος περίπου 50 χιλιομέτρων (Mountrakis et al 1993). Ο πιθανός χρόνος έναρξης της δράσης αυτού του ρήγματος είναι το Κάτω Πλειόκαινο, όπως φανερώνουν οι συνιζηματογενείς δομές στα πλειοκαινικά ιζήματα της περιοχής. Επηρεάζονται επίσης τα ηφαιστειακά πετρώματα του Κατώτερου Πλειστοκαινού που βρίσκονται εντός της ζώνης του ρήγματος, καθώς και οι χερσαίες αποθέσεις.

Σε ρηξιγενείς επιφάνειες που εντοπίστηκαν εντός των λαβών στη περιοχή των Μικροθηβών και έφεραν γραμμώσεις τεκτονικής ολίσθησης, έγινε συλλογή κατάλληλων τεκτονικών μετρήσεων οι οποίες έδειξαν ότι ο ηφαιστειακός αυτός σχηματισμός εκτός από τα ΑΒΑ-ΔΝΔ ρήγματα της μεγάλης ρηξιγενούς ζώνης της Νέας Αγχιάλου τέμνεται και από ρήγματα με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ. Τα ρήγματα αυτά εντοπίζονται και βόρειοανατολικά των Μικροθηβών και επηρεάζουν τα νεογενή ιζήματα που υπόκεινται των ηφαιστειακών υλικών (Galanakis & Koutsouveli 2000). Οι διευθύνσεις ΑΒΑ-ΔΝΔ και ΒΒΔ-ΝΝΑ των ρηγμάτων παρουσιάζονται στο διάγραμμα της εικόνας 5α, ενώ η ανάλυση των μετρήσεων δείχνει ότι τα δύο αυτά συστήματα των ρηγμάτων δραστηριοποιούνται κάτω από εφελκυστικό πεδίο τάσεων με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ.

Τα συστήματα ΑΒΑ-ΔΝΔ και ΒΒΔ-ΝΝΑ των ρηγμάτων που επηρεάζουν αυτό το χώρο ταυτίζονται με τα συστήματα που αναφέρουν ο Doutsos (1979), Caputo (1990), Caputo & Pavlides (1993) για την ανατολική Θεσσαλία και έχουν άμεση σχέση με την παλαιογεωγραφική διαμόρφωση και την ιζηματολογική εξέλιξη στην ευρύτερη περιοχή από το Ανώτερο Μειόκαινο μέχρι σήμερα.

Η παρουσία του κανονικού ρήγματος που διέρχεται ανατολικά των Μικροθηβών με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ και κλίση προς τα ανατολικά δείχνει ότι συνδέεται (πιθανή προέκταση) με τη ρηξιγενή ζώνη που ορίζει το ανατολικό περιθώριο της μικρής λεκάνης της Σούρτης (εικ. 3), ενώ έχει άμεση σχέση με την επιμήκη τοποθέτηση των ηφαιστειακών υλικών σχεδόν παράλληλα στη ρηξιγενή αυτή γραμμή.



Εικ. 5: Στερεογραφικές προβολές σε δίκτυο Schmidt των επιπέδων των ρηγμάτων που ελέγχουν το βόρειο (α) και το νότιο (β) περιθώριο της λεκάνης του Αλμυρού, καθώς και τα αποτελέσματα του «μέσου καλύτερου τανυστή τάσης» (θέσεις κυρίων αξόνων τάσης $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$).

Fig. 5: Stereographic projection Schmidt of the fault planes which control the northern (a) and southern (b) boundary of the Almyros basin and the results of "mean best stress tensor" (principal stress axes $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$).

Γνωρίζοντας το άμεσα ορατό τμήμα της σεισμικής ρηξιγενούς ζώνης της Νέας Αγχιάλου και χρησιμοποιώντας τα μορφοτεκτονικά κριτήρια της μεθόδου Doornkamp (1986), μπορούμε να υπολογίσουμε τη δαντέλωση της μορφολογίας εμπρός από τη ζώνη του ρήγματος. Έτσι μπορούμε να συγκρίνουμε το μήκος του ρήγματος σε σχέση με το μήκος της δαντέλωσης και να υπολογίσουμε το συντελεστή S (Mountain front sinuosity) με βάση τη σχέση $S = L_s/L_f$ όπου L_s είναι το μήκος της δαντέλωσης και L_f το μήκος του ρήγματος. Η τιμή του S που προκύπτει από την μελέτη αυτής της μεγάλης ρηξιγενούς γραμμής που ορίζει το βόρειο περιθώριο της λεκάνης του Αλμυρού είναι $S = 1,23$ και πληρεί τις προϋποθέσεις, ώστε να χαρακτηριστεί ενεργό αποκλειστικά και μόνο με μορφοτεκτονικά κριτήρια.

Στην περιοχή του νότιου και κεντρικού τμήματος της λεκάνης του Αλμυρού σημαντική είναι η παρουσία των διαγωνίως τεμνόμενων κανονικών ρηγμάτων, με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ του ενός και Α-Δ περίπου του άλλου, που μελετήθηκαν στο προηγούμενο κεφάλαιο και έχουν διαφοροποιήσει μορφολογικά τη λεκάνη του Αλμυρού.

Νότια το χωριού Νεοχωράκι, οι κατοπτρικές επιφάνειες με διεύθυνση ΑΝΑ-ΔΝΔ που εντοπίστηκαν πάνω στο αλπικό υπόβαθρο, αλλά και εντός των νεογενών ιζημάτων αποτελούν υπολείμματα του μεγάλου ρήγματος που ελέγχει το νότιο περιθώριο της λεκάνης του Αλμυρού, φέρουν δε λεπτές γραμμώσεις τεκτονικής ολίσθησης. Όπως έχει αποτυπωθεί στο χάρτη της εικόνας 3 το ρήγμα αυτό ορίζει το νότιο περιθώριο της λεκάνης του Αλμυρού δεν εμφανίζεται όμως επιφανειακά διότι καλύπτεται από τα νεότερες ηπειρωτικές αποθέσεις του ανωτέρου Τεταρτογενούς. Ανατολικά το ρήγμα αυτό εντοπίζεται υποθαλάσσια (Περισσοράτης 1990) και επηρεάζει τα ολοκαινικά ιζήματα που έχουν αποθεθεί εντός του Παγασητικού κόλπου. Πρόκειται λοιπόν για τη δράση ενός ρήγματος, σε πολλές θέσεις καλυμμένου, το οποίο έπαιξε καθοριστικό ρόλο στην εξέλιξη της λεκάνης του Αλμυρού, και διαμόρφωσε τα πρόφρατα μορφολογικά και μορφοτεκτονικά χαρακτηριστικά της στήλης σε αυτό περιοχή. Το ίχνος αυτού του ρήγματος διέρχεται από θέσεις όπου σταματάει η έντονη κατά βάθος διάβρωση η οποία έχει αναπτυχθεί εντός των αλπικών σχηματισμών της Όρθρου και εντοπίζεται στο όριο του τέμαχους που ανέρχεται "footwall" (περιοχή με έντονη διάβρωση σε βάθος) και του τέμαχους που κατέρχεται "hanging wall".

Μικρότερα ρήγματα που εντοπίζονται νοτιότερα του χωριού Νεοχωράκι και εντός του αλπικού υποβάθρου είναι παράλληλα στο μεγάλο ρήγμα του νότιου περιθωρίου της λεκάνης του Αλμυρού και οριοθετούν κυρίως τις επιφάνειες επιπέδωσης των 450 έως 550 μέτρων. Χαρακτηριστικό μορφοτεκτονικό στοιχείο είναι ότι οι επιφάνειες αυτές έχουν αναπτυχθεί παράλληλα στη γραμμή του συγκεκριμένου ρήγματος. Οι διευθύνσεις των ρηγματών παρουσιάζονται στο διάγραμμα της εικόνας 5β, ενώ η ανάλυση των μετρήσεων δείχνει ότι τα ρήγματα αυτά δραστηριοποιούνται κάτω από εφελκυστικό πεδίο τάσεων με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ.

Η εντυπωσιακή μονόπλευρη ανάπτυξη του υδρογραφικού δικτύου της υπολεκάνης του Ξεριά από Νότο

προς Βορρά, όπως έχει περιγραφεί στο κεφάλαιο της γεωμορφολογίας, οφείλεται στη ρηξιγενή γραμμή που διέρχεται μέσα από το ρέμα Ξεριάς και είναι παράλληλη στο καλυμμένο ρήγμα του νότιου περιθωρίου.

Τα προαναφερθέντα στοιχεία τεκμηριώνουν την παρουσία του κανονικού ρήγματος που ελέγχει το νότιο περιθώριο της λεκάνης του Αλμυρού και το οποίο συνδέεται με αποθέσεις κορημάτων και αλλουβιακών ριπιδίων σε μία αρκετά μεγάλης έκτασης λεκάνη απορροής. Η εφαρμογή της μεθόδου του Doornkamp (1986), για τον προσδιορισμό του βαθμού ενεργότητας αυτού του ρήγματος η τιμή που λαμβάνει ο συντελεστής $S = L_s/L_f$ είναι $S = 2,01$ το χαρακτηρίζει σαν μέτρια ως πιθανά ενεργό.

Τέλος η δημιουργία επίσης της μικρής λεκάνης της Σούρπης οφείλεται στην πρόσφατη νεοτεκτονική δραστηριότητα των BBA-NNA διεύθυνσης ρηξιγενών γραμμών. Το ανατολικό περιθώριο της λεκάνης αυτής ορίζεται από το μεγάλο ρήγμα της περιοχής με κατευθυνση BBA-NNA (Εικ. 3) όπου κατά μήκος του έχουν αποτεθεί πλευρικά κορημάτα και κώνοι κορημάτων ηλικίας Mindel και νεότερα (Γαλανακης 1997).

Τα ρήγματα που ελέγχουν γεωδυναμικά και μορφοτεκτονικά τη λεκάνη της Σούρπης βρίσκονται σε άμεση σχέση με τα ρήγματα που έχουν εντοπισθεί και περιγραφεί βόρειοανατολικά των Μικροθιβών.

4. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η γεωμορφολογική εξέλιξη της περιοχής μελέτης έχει αποτυπωθεί τόσο στα πετρώματα του αλπικού υποβάθρου, όσο και στα νεογενή και τεταρτογενή ιζήματα, όπου έδωσε γεωμορφές που σχετίζονται κυρίως με διεργασίες της νεότερης νεογενούς και τεταρτογενούς γεωλογικής εξέλιξης της.

Κατά την περίοδο αυτή κύριοι παράγοντες διαμόρφωσης του σημερινού αναγλύφου ήταν: η ρηξιγενής τεκτονική η οποία από το Κ. Πλειστόκαινο μέχρι σήμερα δημιούργησε διαφορικές κινήσεις μεταξύ των ρηξιτεμαχών, οι διαβρωτικές διεργασίες αλλά και οι κλιματολογικές συνθήκες της περιοχής.

Η συνθετική αξιολόγηση όλων των γεωμορφολογικών και μορφοτεκτονικών παραμέτρων που παρατηρήθηκαν και καταγράφηκαν στην μελετηθείσα περιοχή οδήγησε στα παρακάτω συμπεράσματα.

Συνέπεια της ρηξιγενούς τεκτονικής είναι η διαφορετική υψομετρική θέση των επιφανειών επιπέδωσης στην περιοχή της Όρθρου, ενώ η καλή διατήρησή τους αποδίδεται τόσο στην λιθολογία (θέσεις πάνω σε επίπεδα στρώσης και σχιστότητας μαρμάρων και ασβεστολίθων), όσο και σε γρήγορες ανηψωτικές κινήσεις.

Το υδρογραφικό δίκτυο προσαμόσθησε στα νεότερα τεκτονικά δεδομένα με αποτέλεσμα, η μορφή και η διεύθυνσή του να ελέγχεται κυρίως από τη δράση νεοτεκτονικών ρηγμάτων και κατά δεύτερο λόγο από τη λιθολογία των σχηματισμών, που διέρχεται.

Άλλα γεωμορφολογικά-μορφοτεκτονικά στοιχεία που συνηγορούν στο γεγονός ότι ο ορεινός όγκος της Όρθρου, όπως και το Δυτικό τμήμα της λεκάνης του Αλμυρού σε σχέση με το Ανατολικό βρίσκονται υπό καθεστώς ανοδικών κινήσεων ακόμα και σήμερα, είναι τα εξής: α) Η έντονη εκβαθυντική δράση του νερού στην περιοχή της Όρθρου, δυτικά του Αλμυρού με ταυτόχρονη δημιουργία ποτάμιων αναβαθμίδων σε διάφορα ύψη από τις κοίτες των ρεμάτων. Αντίθετα η συνεχής πλήρωση άλλων περιοχών με σύγχρονα ποταμοχερσαία υλικά (προσχώσεις) και οι ενδειξεις βύθισης ακτών, δείχνουν ότι το ανατολικό τμήμα της λεκάνης του Αλμυρού βρίσκεται υπό καθεστώς καθοδικών κινήσεων.

Τέλος συγκρίνοντας τις διευθύνσεις που λαμβάνουν οι παραπάνω περιγραφείσες μορφοτεκτονικές δομές παρατηρούμε: α) απότομη αλλαγή της διεύθυνσης ροής των ρεμάτων από BBA-NNA σε A-Δ έως ABA-ΔNΔ, β) διακοπή της διάβρωσης σε βάθος που ακολουθεί τη διεύθυνση περίπου A - Δ και γ) συγκεκριμένες διευθύνσεις απόθεσης των αλλουβιακών ριπιδίων, καθώς και οι διευθύνσεις που αναπτύσσονται οι επιμήκεις λεκάνες απορροής.

Λαμβάνοντας υπόψη όλα τα παραπάνω στοιχεία των γεωμορφολογικών-μορφοτεκτονικών παρατηρήσεων μπορούμε να διαπιστώσουμε, ότι η συγκεκριμένη περιοχή έχει δεχθεί την επίδραση δύο συστημάτων ρηγμάτων κατά τη διάρκεια του Νεογενούς Τεταρτογενούς, ένα με διεύθυνση περίπου A-Δ έως ABA-ΔNΔ και ένα δεύτερο με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ έως BBA-NNA. Το πρώτο από αυτά θεωρείται ότι είναι το νεότερο διότι κατά μήκος αυτού του συστήματος εξελίσσονται οι περισσότερες σημερινές μορφοτεκτονικές δομές.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- CAPUTO R., (1990): Geological and structural study of the recent and active brittle deformation of the Neogene-Quaternary basins of Thessaly (Central Greece). *Ph.D. Thesis. Ar. Univ. Thessaloniki*, V12, 252p.
- CAPUTO R., (1996): The active Nea Anchialos fault system (Central Greece): comparison of geological, morphotectonic, archaeological and seismological data. *Ann. Geof. Vol. XXXIX, N.3.*
- CAPUTO, R., & PAVLIDES, S. (1993). Late Cainozoic geodynamic of Thessaly and surroundings (central-northern Greece.). *Tectonophysics*, 223, p. 339-362.
- DOORNKAMP C. J. (1986): Geomorphological approaches to the study of neotectonics. *J. Geol. Soc., Lond Vol. 143*, 335-342.
- DOUTSOS, TH., (1979). Zur Plio-Pleistozanen tektonik ost-Thessaliens. *A.G.P.H., THS I: 333-343.*
- FYTIKAS M., INNOCENTI F., MANETTI P., MAZZUOLIA-PECCERILLO A., VILLARI L., (1985): Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. The Geol. Evolution of the E. Medit. *Special Publ. of the Geol. Soc.* No 17, 687-699.
- GALANAKIS D., (1997): Neotectonic structure and stratigraphy Neogene and Quaternary sediments of Almyros-Pagassitikos basin, Pilio, Oreoi-Trikeri channel and Maliakos gulf. *Ph.D. Thesis. Aristot. Univer. Thessaloniki*, Unpub., (in Greek), 260p.
- GALANAKIS D., PAVLIDES S., MOUNTRAKIS D., (1998): Recent Brittle Tectonic in Almyros -Pagassitikos, Maliakos, N. Euboia & Pilio. *Bull. Geol. Society of Greece, XXXII/1*, 263-273.
- GALANAKIS D., KOUTSOUELI AN., (2000): Neogene and Quaternary sediments of Almyros basin (Thessaly, Greece). A stratigraphic approach. *Proceedings Inter. Colloquium RCMNS, Patras 1998. Geol. Society of Greece, Sp. Publ.* p.p71-77.
- MAROUKIAN H., ZAMANI A., (1983): Morphotectonic observations in the drainage basin of the Sperhios River, Central Greece. *Proceedings, Symposium of the Morphotectonics working Group (I.G.U.), Sofia, 1981*, 191-203.
- ΜΑΡΟΥΚΙΑΝ Σ., Χ. (1987): Φυσικογεωγραφικές παρατηρήσεις στη λεκάνη απορροής του ποταμού Σπερχειού. *Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών.*
- MOUNTRAKIS D., KILIAS A., PAVLIDES S., ZOUROS N., SPYROPOULOS N., TRANOS M., SOULAKELLIS N., (1993): Field study of the Southern Thessaly highly active fault zone. *Proceedings 2nd Cong. of the Hellenic, Geophysical Union, Florina, 5-7 May 1993 Greece*, p.p 603-614.
- PERISSORATIS K., AGELOPOULOS I., MITROPOULOS D., MICHAILIDIS S., (1991): Surficial Sediment Map of the Aegean Sea Floor, "Pagassitikos" sheet. *I.G.M.E.* Athens.
- PAPAZACHOS, B.C., PANAGIOTOPOULOS, R.G., TSAPANOST.M., MOUNTRAKIS, D., DIMOPOULOS, G.CH. (1983): A study of the 1980 summer seismic sequence in the Magnesia region of central Greece. *Geophys. J. Reach. Soc (1983) 75*, 155-168.
- ΣΤΕΙΡΟΣ Σ., ΠΑΠΑΓΕΩΡΓΙΟΥ Σ., (1989): Άνω Ολοκαινικές μεταβολές της στάθμης της θάλασσας και μερικά συμπεράσματα για την ενεργό τεκτονική της κεντρικής Ελλάδας. *Δ.Ε.Γ.Ε. τομ. XXIII/1*, 259-269.
- STRAHLER A., (1964): Quantitive geomorphology of drainage basins and channel networks. in: Chow, V. (ed.). *Handbook of applied hydrology. Section 4-II: 39-76*, McGraw-Hill Book Co., New York.
- ΨΙΛΟΒΙΚΟΣ Α., ΚΑΝΕΤΣΗ Ε., (1989): Εξάπλωση και παλαιογεωγραφική σημασία των επιφανειών επιπέδωσης στους ορεινούς όγκους της Πελαγονικής μάζας. *Δελτίο Ε.Γ.Ε. τομ. XXIII/1*, 279-287.

ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΠΑΡΑΓΟΝΤΩΝ ΔΙΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΤΩΝ ΔΕΛΤΑ ΤΗΣ ΚΕΝΤΡΙΚΗΣ ΕΛΛΑΔΑΣ*

E. ΚΑΡΥΜΠΑΛΗΣ¹, Μ. ΤΕΓΟΥ², Ο. ΤΣΑΛΚΙΤΖΗ³

ΣΥΝΟΨΗ

Στην εργασία αυτή γίνεται προσπάθεια συσχέτισης των μορφολογικών χαρακτηριστικών των λεκανών απορροής των ποταμών Πηνειού (Θεσσαλίας), Σπερχειού, Εύηνου, Αχελούου, Άραχθου, Λούρου και Καλαμά με τα χαρακτηριστικά των αντίστοιχων δέλταικών τους σχηματισμών. Παρατηρήθηκε θετική σχέση μεταξύ των μορφομετρικών παραμέτρων των λεκανών απορροής και της έκτασης των δέλτα, με την εξαίρεση μεμονωμένων ποταμών. Διαπιστώθηκε ότι λεκάνες με επιμήκη μορφή και τραχύ ανάγλυφο έχουν δημιουργήσει δέλτα μεγαλύτερης έκτασης, επιβεβαιώνοντας τη μεγάλη σημασία της ποτάμιας τροφοδοσίας για την ανάπτυξη και την εξέλιξη των ελληνικών δέλταικών σχηματισμών. Ιδιαίτερη αναφορά γίνεται στις ανθρώπινες δραστηριότητες που τείνουν να αναχθούν σε κυρίαρχο παράγοντα εξέλιξης των ελληνικών δέλτα.

ABSTRACT

The aim of this study is to determine the correlation between morphological features of the drainage basins of seven Greek rivers (Pinios, Sperchios, Evinos, Acheloos, Arachthos, Louros and Kalamas) and features of their deltas. The Greek mainland is an area with suitable conditions for delta development (high relief, high precipitation, high sediment load, shallow, tectonically inactive, gulfs). Large Greek deltas include wetlands of great environmental importance as well as important areas of great socioeconomic significance. The above rivers have been considered in the present investigation because they all have formed extensive deltas. Furthermore their catchment areas are located entirely within Greece so it was easy to collect elements of great importance about the morphology, the geology and the climate conditions of the studied areas. The morphometric parameters of the drainage basins (drainage basin area, perimeter, total channel length within the basin, contour length within the basin) were measured using topographic maps at a scale of 1:200.000. The morphological features of the deltaic formations (area of the delta, length of the channel within the deltaic plain) were measured from topographic maps at a scale of 1:50.000. Furthermore morphometric parameters such as drainage density, drainage frequency, slope of the valley and circularity were estimated. In order to determine the influence of the basin lithology upon the evolution of the deltas, the rocks were grouped in five types according to their hydrogeological behavior. A positive correlation between morphometric features of the drainage basins such as the basin area and the length of the main channel of the river and the area of the delta was confirmed while deviation such as the case of Pinios and Louros were determined. The same positive correlation was observed for the slope of the valley and the area of the delta. Elongated basins with rough relief tend to form extensive deltaic formations. Thus is confirmed the importance of the fluvial sediment supply for the evolution and progradation of the Greek deltas. Human activities are another important factor for the future of the deltas. The construction of dams in the upper reaches of the basins caused dramatic reduction in the sediment flux. Human interference includes also the draining of marshy areas, cultivation, fisheries, the artificial diversion and confinement of the main river channel. Another long term natural hazard that will affect the deltaic environment is the projected 34cm sea level rise by the year 2100. It is estimated that the total area of the studied delta that will be inundated by the sea until that year is about 112,7km².

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: δέλτα, γεωμορφολογία, Σπερχειός, Εύηνος, Πηνειός, Καλαμάς, Αχελώος, Άραχθος, Λούρος.

KEY WORDS: delta, geomorphology, Sperchios, Evinos, Pinios, Kalamas, Acheloos, Arachthos, Louros.

* STUDY OF DELTA FORMATION FACTORS AT CENTRAL GREECE

1. Τμ. Γεωγραφίας, Χαροκόπειο Παν/μίο, Ελ. Βενιζέλου 70, 17671 Αθήνα.

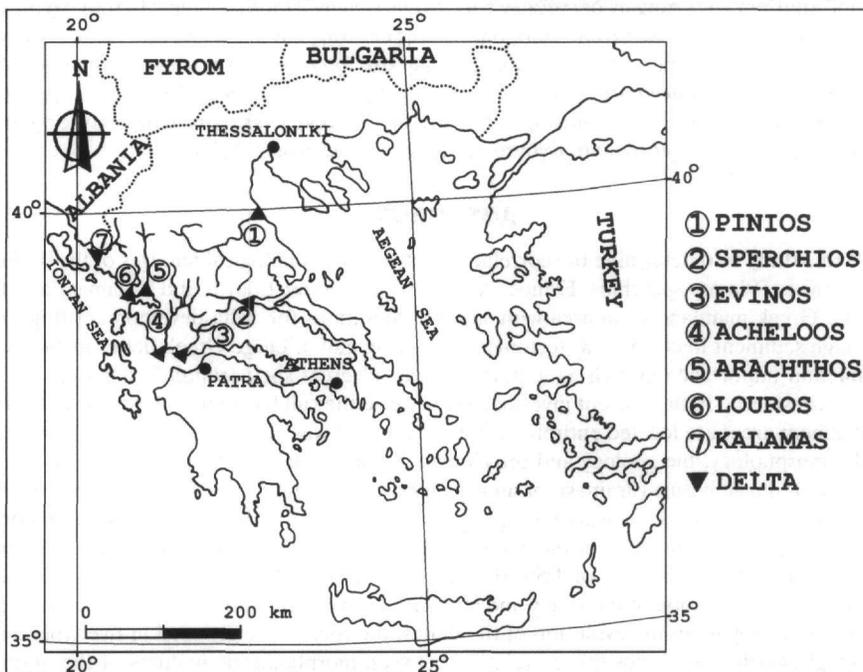
2. Χαράς 3, Χαλάνδρι

3. Τομ. Ιστ. Γεωλ. & Παλαιοντ., Τμ.Γεωλογίας, Παν/μιο Αθηνών

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Ο Ελλαδικός χώρος χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη ευνοϊκών για την ανάπτυξη των δέλτα συνθηκών. Το 44,66% του συνόλου της ακτογραμμής της Ελλάδας καταλαμβάνεται από δέλτα ποταμών, δελταϊκά ριπίδια και παράκτιες πεδιάδες (GAKI-PAPANASTASSIOU et al, 1997). Οι δελταϊκοί σχηματισμοί αποτελούν χώρους που συνδέονται με την ανάπτυξη και ευημερία πολλών αρχαίων πολιτισμών. Συγκεντρώνουν μεγάλο μέρος της γεωργικής, αλιευτικής και τουριστικής δραστηριότητας της χώρας συνεπώς η σημασία τους για την κοινωνικοοικονομική ανάπτυξη είναι πολύ μεγάλη (ΨΙΛΟΒΙΚΟΣ & ΧΑΧΑΜΙΔΟΥ, 1987). Εξίσου σημαντική είναι η οικολογική και περιβαλλοντική σπουδαιότητα των μεγαλύτερων σε έκταση δέλτα που συνιστούν υγροβιότοπους απαραίτητους για τη διαβίωση σπάνιων ειδών χλωρίδας και πανίδας.

Αρκετοί ερευνητές έχουν ασχοληθεί με τους παράγοντες διαμόρφωσης των Ελληνικών δέλτα (MAROUKIAN et al, 1995, PIPPER & PANAGOS, 1981, PIPPER et al, 1988, ΨΙΛΟΒΙΚΟΣ & ΧΑΧΑΜΙΔΟΥ, 1987, ZAMANI & MAROUKIAN, 1980, ΚΑΡΥΜΠΑΛΗΣ, 1996, 1999, ΠΟΥΛΟΣ et al, 1996).



Εικόνα 1. Χάρτης της Ελλάδας όπου φαίνονται τα ποτάμια συστήματα και τα αντίστοιχα δέλτα που μελετήθηκαν.

Figure 1. Map showing the river systems and deltas under investigation.

Στα πλαίσια της εργασίας αυτής γίνεται προσπάθεια διερεύνησης πιθανών σχέσεων μεταξύ και γεωμορφολογικών χαρακτηριστικών των λεκανών απορροής των ποταμών Πηνειού (Θεσσαλίας), Σπερχειού, Εύηνου, Αχελώου, Αραχθού, Λούρου και Καλαμά εκφρασμένων ποσοτικά με τις τιμές των μορφομετρικών παραμέτρων (ΑΣΤΑΡΑΣ, 1980) και των μορφολογικών χαρακτηριστικών των αντίστοιχων δέλτα (Εικόνα 1). Βασικό κριτήριο για την επιλογή των συγκεκριμένων ποταμών ήταν, εκτός από την ύπαρξη εκτεταμένων δελταϊκών αποθέσεων στις εκβολές τους, η δυνατότητα πρόσβασης και συλλογής στοιχείων που αφορούν τις λεκάνες απορροής (γεωλογία, ανάγλυφο, παροχή, απορροή). Επιπλέον παρατίθενται ομαδοποιημένα τα κύρια μορφολογικά χαρακτηριστικά των παραπάνω δελταϊκών σχηματισμών δίνοντας ιδιαίτερη έμφαση στις ανθρώπινες επεμβάσεις που έχουν ενταθεί ιδιαίτερα τις τελευταίες δεκαετίες και διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο, τις περισσότερες φορές ανασταλτικό, στην ανάπτυξη και εξέλιξη των δελταϊκών σχηματισμών.

2. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Η οριοθέτηση των λεκανών απορροής, καθώς και η αρίθμηση των κλάδων των υδρογραφικών δικτύων (μέθοδος STRAHLER, 1957) έγιναν σε χάρτες της Γ.Υ.Σ. κλίμακας 1:200.000. Μετρήθηκαν το εμβαδόν (Α),

το συνολικό μήκος των ισοϋψών καμπυλών (Lc) ανά 100 m και η περίμετρος (P) των λεκανών απορροής, καθώς και το μήκος (L) της κεντρικής κοίτης του ποταμού, ο συνολικός αριθμός κλάδων (N) και το συνολικό τους μήκος (ΣL) ανά λεκάνη. Από τις μετρούμενες μορφομετρικές παραμέτρους υπολογίστηκαν η υδρογραφική συχνότητα (F), η υδρογραφική πυκνότητα (D), η κλίση των κλιτύων (S) και η κυκλικότητα (C) (Πίνακας 1).

Πίνακας 1. Τιμές των μορφομετρικών παραμέτρων των λεκανών απορροής των επτά ποταμών.

Table 1. Values of the morphometric parameters of the drainage basins of the seven rivers. A: basin area, L: length of the main channel, N: total number of channels, ΣL: total length of the channels, ΣL_c: total length of the contours, P: perimeter of the basin, F: drainage Frequency, D: drainage density, S: slope of the valley, C: basin circularity.

ΠΟΤΑΜΟΣ	ΜΕΤΡΟΥΜΕΝΕΣ ΜΟΡΦΟΜΕΤΡΙΚΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ						ΥΠΟΛΟΓΙΖΟΜΕΝΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ				
	A (km ²)	L (km)	N	ΣL (km)	ΣL _c (km)	P (km)	F (km ⁻²)	D (km ⁻¹)	S (%)	C	
ΠΗΝΕΙΟΣ	9458,1	257	3398	7251,4	21928	595,1	0,36	0,76	23,18	0,34	
ΣΠΕΡΧΕΙΟΣ	1490,0	82	743	1240,5	5243,3	248,9	0,50	0,83	35,19	0,30	
ΕΥΗΝΟΣ	1090,9	100	804	1069,5	5015,9	219,5	0,74	0,98	46,02	0,28	
ΑΧΕΛΩΟΣ	4708,1	255	3440	5003,1	23338	482,0	0,73	1,06	49,57	0,25	
ΑΡΑΧΘΟΣ	1887,8	107	1053	1715,0	8543,4	302,1	0,56	0,91	45,26	0,26	
ΛΟΥΡΟΣ	589,5	66	198	384,0	1818,2	176,8	0,34	0,65	30,84	0,24	
ΚΑΛΑΜΑΣ	1790,0	113	883	1189,1	3599,6	270,0	0,49	0,66	20,11	0,31	

Πίνακας 2. Συμμετοχή των λιθολογικών σχηματισμών στις λεκάνες των επτά ποταμών.

Table 2. Distribution of the five types of rocks (unconsolidated sediments, calcareous sedimentary rocks, clastic sedimentary rocks, igneous and metamorphic rocks) by drainage basin.

ΛΕΚΑΝΗ ΑΠΟΡΡΟΗΣ	ΧΑΛΑΡΕΣ ΑΠΟΘΕΣΕΙΣ		ΑΝΘΡΑΚΙΚΑ ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΗ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ		ΚΛΑΣΤΙΚΑ ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΗ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ		ΠΥΡΙΓΕΝΗ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ		ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΜΕΝΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ	
	Km ²	%	Km ²	%	Km ²	%	Km ²	%	km ²	%
	ΠΗΝΕΙΟΣ	3801,3	40,2	671,7	7,1	2442,8	25,8	521,0	5,5	2021,3
ΣΠΕΡΧΕΙΟΣ	351,3	23,6	231,5	15,5	751,3	50,4	155,9	10,5	0,0	0,0
ΕΥΗΝΟΣ	41,8	3,8	441,5	40,5	607,6	55,7	0,0	0,0	0,0	0,0
ΑΧΕΛΩΟΣ	259,1	5,5	2297,7	48,8	2151,2	45,7	0,0	0,0	0,0	0,0
ΑΡΑΧΘΟΣ	132,1	7,0	431,2	22,8	1292,4	68,5	32,1	1,7	0,0	0,0
ΛΟΥΡΟΣ	75,9	12,9	465,7	79,0	47,9	8,1	0,0	0,0	0,0	0,0
ΚΑΛΑΜΑΣ	202,3	11,3	909,2	50,8	678,5	37,9	0,0	0,0	0,0	0,0

Πίνακας 3. Κλιματικά και υδρολογικά στοιχεία των λεκανών (ΘΕΡΙΑΝΟΣ, 1974).

Table 3. Mean annual temperature, mean annual runoff and mean annual discharge of the rivers under investigation (ΘΕΡΙΑΝΟΣ, 1974).

ΛΕΚΑΝΗ ΑΠΟΡΡΟΗΣ	ΜΕΣΗ ΕΤΗΣΙΑ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ (°C)	ΜΕΣΗ ΕΤΗΣΙΑ ΑΠΟΡΡΟΗ (m ³ /sec.)	ΜΕΣΗ ΕΤΗΣΙΑ ΠΑΡΟΧΗ (m ³ /sec.)
ΠΗΝΕΙΟΣ	17,0	2529,0	81,0
ΣΠΕΡΧΕΙΟΣ	17,7	743,0	62,0
ΕΥΗΝΟΣ	16,9	873,0	27,6
ΑΧΕΛΩΟΣ	17,1	5988,0	188,0
ΑΡΑΧΘΟΣ	17,7	2202,0	69,8
ΛΟΥΡΟΣ	17,9	609,0	19,3
ΚΑΛΑΜΑΣ	16,4	1619,0	51,0

Για τους αντίστοιχους δελταϊκούς σχηματισμούς οριοθετήθηκε η έκταση που καταλαμβάνουν οι Ολοκαινικές δελταϊκές αποθέσεις σε χάρτες της Γ.Υ.Σ. κλίμακας 1:50.000 και μετρήθηκαν η έκταση των δέλτα και το μήκος της κοίτης του ποταμού που διαρρέει τη δελταϊκή πεδιάδα (Πίνακας 2). Για τη διερεύνηση του ρόλου που διαδραματίζει στην ανάπτυξη των δέλτα η κατανομή των λιθολογικών σχηματισμών εντός των λεκανών απορροής οι γεωλογικοί σχηματισμοί ομαδοποιήθηκαν με κριτήριο τη γενικότερη υδρογεωλογική τους συμπεριφορά και την αντοχή τους στην αποσάθρωση σε πέντε κατηγορίες (Πίνακας 3). Όλες οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν μετά την ψηφιοποίηση των αντίστοιχων τοπογραφικών χαρτών.

3. ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΛΕΚΑΝΩΝ ΑΠΟΡΡΟΗΣ ΚΑΙ ΤΩΝ ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΩΝ ΔΕΛΤΑ

Η μεγάλη ανάπτυξη των δέλτα τοποθετείται χρονικά μετά τη σταθεροποίηση της θαλάσσιας στάθμης κατά το Ολόκαινο περίπου 6.000-5.000 χρόνια πριν από σήμερα, ενώ σημαντική αποδεικνύεται η προέλαση τους κατά τη διάρκεια των ιστορικών χρόνων (ZAMANI & MAROUKIAN, 1980). Στον Πίνακα 4 φαίνονται τα μορφολογικά χαρακτηριστικά των επτά δέλτα καθώς και οι ανθρώπινες επεμβάσεις που έχουν πραγματοποιηθεί μέχρι στιγμής. Τα πολύ μικρά εύρη παλίρροιας στον Ελλαδικό χώρο συνηγορούν υπέρ της άποψης ότι οι παλίρροιας διαδραματίζουν αμελητέο ρόλο στην διαμόρφωση των δελταϊκών σχηματισμών. Αυτό προκύπτει και από την ταξινόμηση των δέλτα σε διάφορους τύπους ανάλογα με τα μορφολογικά τους γνωρίσματα (ΨΙΛΟΒΙΚΟΣ, 1990). Η μορφολογία της ακτογραμμής οδηγεί στο συμπέρασμα ότι η τελική τους διαμόρφωση είναι αποτέλεσμα του συνδυασμού της ποτάμιας τροφοδοσίας με ιζήμα και της δράσης του κυματισμού και των παρακτίων ρευμάτων.

Πίνακας 4. Φυσικά χαρακτηριστικά των δέλτα και ανθρώπινες επεμβάσεις. (AD: έκταση δέλτα,, LD: μήκος κοίτης εντός του δέλτα Δ: διακλαδιζόμενος, M: μαιανδρικός, Φ: φράγμα, Απ: αποξήρανση περιοχών, Ι: ιχθυοκαλλιέργειες, Κ: γεωργικές καλλιέργειες, Εβ: εγγειοβελτιωτικά έργα, Αμ: αμοληψίες).

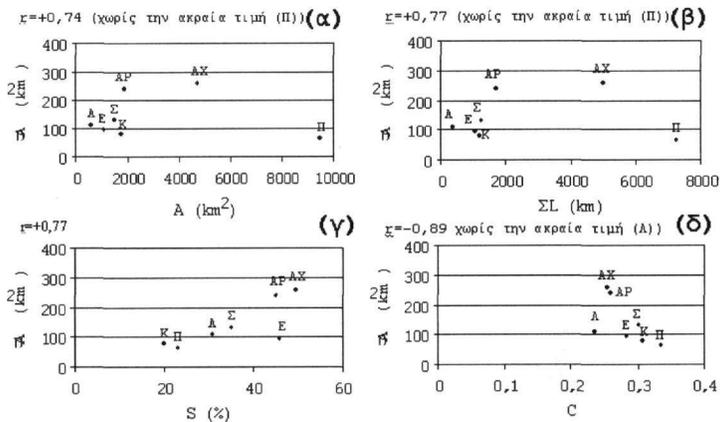
Table 4. Natural features of the deltas and human interference. AD: deltaic area, L_D: delta channel length Δ: braided, M: meandering, Φ: dam, A: draining of marshy areas, I: fishery, K: cultivation Εβ: artificial channels Αμ: sand removal.

ΠΟΤΑΜΟΣ	ΦΥΣΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΔΕΛΤΑ							ΑΝΘΡΩΠΙΝΕΣ ΕΠΕΜΒΑΣΕΙΣ
	ΛΕΚΑΝΗ ΥΠΟΔΟΧΗΣ	ΕΥΡΟΣ ΠΑΛΙΡ.	A _D	L _D	ΑΡ. ΕΚ ΒΟΛΩΝ	ΤΥΠΟΣ ΚΟΙΤΗΣ	ΜΟΡΦΗ ΔΕΛΤΑ	
ΠΗΝΕΙΟΣ	ΘΕΡΜΑΪΚΟΣ	5-30	62,9	13,6	2	Δ, Μ	Ακτινωτός	Απ. Ι. Κ. Εβ
ΣΠΕΡΧΕΙΟΣ	ΜΑΛΛΙΑΚΟΣ	31	130,2	35,8	2	Δ	Πελαγοσειδής	Φ. Απ. Ι. Κ. Εβ, Αμ
ΕΥΗΝΟΣ	ΠΑΤΡΑΪΚΟΣ	15	93,9	10,9	1	Δ	Λοβ.-Τοξ.	Φ. Απ. Ι. Κ. Εβ, Αμ
ΑΧΕΛΩΟΣ	ΠΑΤΡΑΪΚΟΣ	15	257,2	40,2	2	Μ	Λοβοσειδής	Φ. Απ. Ι. Κ. Εβ, Αμ
ΑΡΑΧΘΟΣ	ΑΜΒΡΑΚΙΚΟΣ	5	240,0	28,9	2	Δ	Λοβοσειδής	Φ. Απ. Ι. Κ. Εβ
ΛΟΥΡΟΣ	ΑΜΒΡΑΚΙΚΟΣ	5	109,0	29,5	1	Δ	Λοβοσειδής	Φ. Απ. Ι. Κ. Εβ
ΚΑΛΑΜΑΣ	ΙΟΝΙΟ	7	78,0	19,8	2	Δ, Μ	Λοβοσειδής	Φ. Απ. Ι. Κ. Εβ

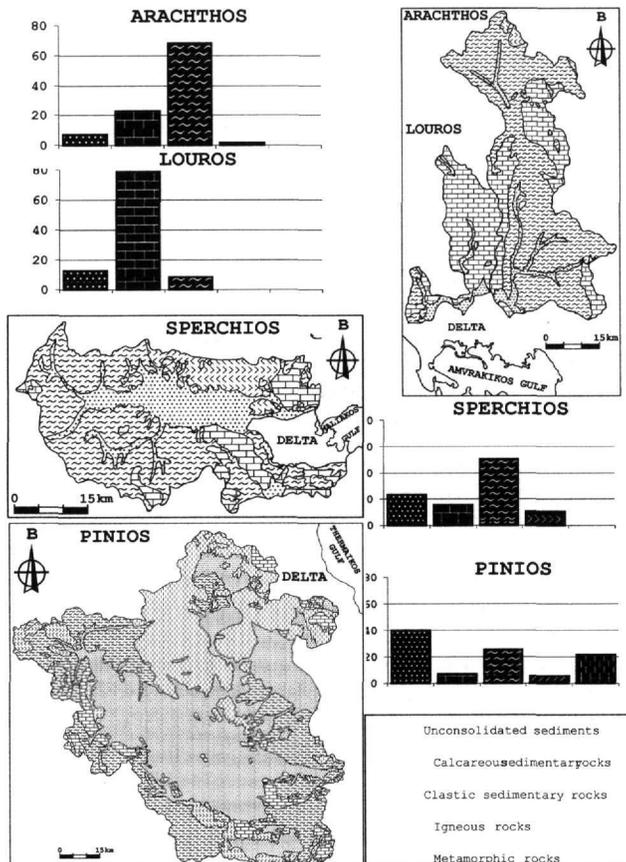
Αν και ο αριθμός των ποταμών και των αντίστοιχων δελταϊκών σχηματισμών που μελετήθηκαν, είναι μικρός για την εξαγωγή στατιστικά σημαντικών συμπερασμάτων, η εκτίμηση των συντελεστών συσχέτισης μεταξύ των μορφολογικών παραμέτρων των λεκανών και της έκτασης των δέλτα, οδηγεί στις παρακάτω διαπιστώσεις:

Η σχέση εμβαδού λεκάνης (A) - εμβαδού δέλτα (AD) για το σύνολο των ποταμών εμφανίζει πολύ μικρό, αρνητικό, συντελεστή συσχέτισης ($r = -0,11$), που γίνεται θετικός και αρκετά σημαντικός ($r = 0,74$) όταν εκτιμηθεί για τα έξι ποτάμια εκτός του Πηνειού που αποτελεί το ποτάμι με τη μεγαλύτερη απόκλιση (Εικόνα 2 (α)). Ανάλογες είναι οι παρατηρήσεις για τη σχέση μεταξύ των παραμέτρων του μήκους της κοίτης (L, ΣL) και της έκτασης του δέλτα (A_D). Για το σύνολο των ποταμών οι συντελεστές συσχέτισης είναι $r = 0,20$ και $r = 0,06$ για τις σχέσεις μήκους κεντρικού κλάδου (L) - έκτασης δέλτα (A_D) και συνολικού μήκους της κοίτης όλων των κλάδων (ΣL) - έκτασης δέλτα (A_D) αντίστοιχα. Οι παραπάνω συντελεστές παίρνουν τις τιμές $r = 0,68$ και $r = 0,77$ αντίστοιχα για τα έξι ποτάμια, εκτός του Πηνειού, που εμφανίζει και πάλι τη μεγαλύτερη απόκλιση. Η απόκλιση αυτή μπορεί να αποδοθεί στην υπερανάπτυξη της αλλουβιακής κοιλάδας του Πηνειού ποταμού, οπότε η μεταφορική του ικανότητα μειώνεται αρκετά πριν τις εκβολές, με αποτέλεσμα το 40,2% της συνολικής έκτασης της λεκάνης απορροής του να καταλαμβάνεται από ασύνδετες χαλαρές αποθέσεις. Επιπλέον σημαντικές ποσότητες νερού από τον Πηνειό και τους μεγάλους παραποτάμους του δεσμεύονται για τις αρδευτικές ανάγκες τη Θεσσαλικής πεδιάδας με αποτέλεσμα να είναι περιορισμένο το ποσό νερού και ιζήματος που καταλήγει στο Θερμαϊκό κόλπο σε σχέση με το μέγεθος της περιοχής που αποστραγγίζεται από τον ποταμό. Παρότι λοιπόν οι συνθήκες στο Θερμαϊκό κόλπο είναι ευνοϊκές για την ανάπτυξη εκτεταμένου δέλτα στις εκβολές του Πηνειού αυτό δεν υπάρχει. Συνεπώς η έκταση των δελταϊκών αποθέσεων εμφανίζει σχετικά καλή σχέση με τα κύρια μορφολογικά χαρακτηριστικά των ποταμών όπως είναι το μήκος τους και η έκταση της περιοχής που αποστραγγίζουν (Εικόνα 2 (α) & (β)). Ανάλογη είναι και η σχέση μεταξύ των μεγάλων ποταμών της γης και των αντίστοιχων δελταϊκών τους συμπλεγμάτων (COLEMAN, 1982).

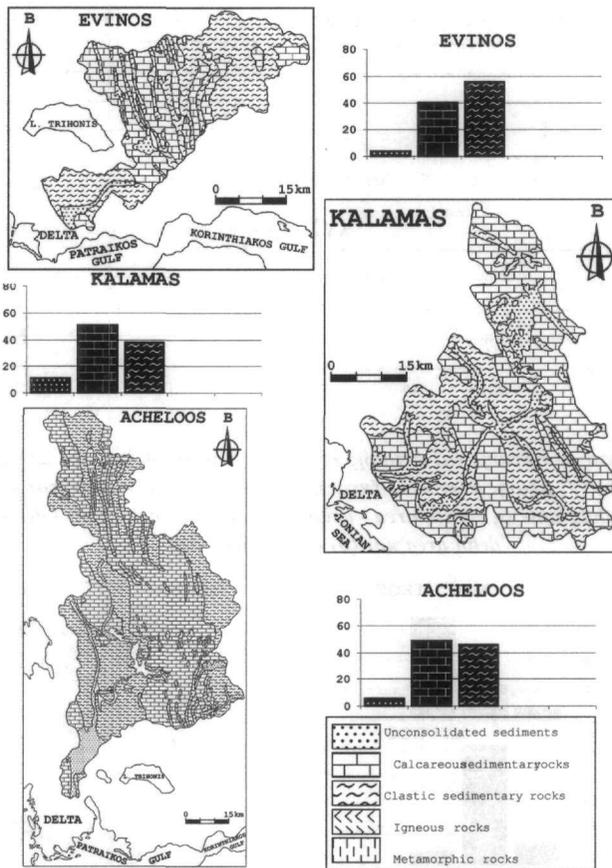
Σε ότι αφορά τη συσχέτιση μεταξύ των υπολογιζόμενων παραμέτρων των λεκανών απορροής και της έκτασης των δέλτα, μπορεί να παρατηρηθεί μια θετική και σχετικά καλή σχέση για τις παραμέτρους της υδρογραφικής υψής ($r = 0,66$ για την πυκνότητα (D) και $r = 0,51$ για τη συχνότητα (F)) ενώ σημαντική είναι επίσης η σχέση



Εικόνα 2. Διαγράμματα συσχέτισης (α) έκτασης λεκανής - έκτασης δέλτα, (β) Συνολικού μήκους κοιτών - έκτασης δέλτα, (γ) κλίσης κλιτύων - έκτασης δέλτα και (δ) κυκλικότητας - έκτασης δέλτα.
 Figure 2. Correlation diagrams (α) basin area - delta area, (β) channel length - delta area, (γ) valley slope - delta area και (δ) circularity - delta area.



Εικόνα 3. Λιθολογικοί χάρτες των λεκανών απορροής των ποταμών Άραχθου, Λούρου, Σπερχειού και Πηνειού και διαγράμματα κατανομής των λιθολογιών στις λεκάνες.
 Figure 3. Maps of lithology for the drainage basins of Arachthos, Louros, Sperchios and Pinios rivers and distribution diagrams of rock types by drainage basin.



Εικόνα 4. Λιθολογικοί χάρτες των λεκανών απορροής των ποταμών Εύηνου, Καλαμά και Αχελούου και διαγράμματα κατανομής των λιθολογιών στις λεκάνες.
Figure 4. Maps of lithology for the drainage basins of the Evinos, Kalamas and Acheloos rivers and distribution diagrams of rock types by drainage basin.

μεταξύ της έκτασης των δελταϊκών αποθέσεων (AD) και της μορφομετρικής παραμέτρου της κλίσης των κλιτύων (S) με συντελεστή συσχέτισης $r=0,77$ (Εικόνα 2 (γ)). Αντίστροφη είναι η σχέση έκτασης δέλτα (AD) - κυκλικότητας (S) ($r=-0,63$ που γίνεται $r=-0,89$ χωρίς την ακραία τιμή του Λούρου) (Εικόνα 2 (δ)). Η απόκλιση του Λούρου μπορεί να αποδοθεί στη δυσαναλογία που παρατηρείται μεταξύ της έκτασης της λεκάνης απορροής και της αντίστοιχης έκτασης του δέλτα. Είναι προφανές ότι ο διαχωρισμός της ακριβούς έκτασης των δελταϊκών αποθέσεων του Λούρου απαιτεί λεπτομερή γεωμορφολογική μελέτη, δεδομένου ότι διαρρέει αποθέσεις, που είναι πολύ πιθανό να ανήκουν στον Άραχθο αφού τα δύο ποτάμια έχουν κοινό δελταϊκό σύμπλεγμα. Από τη διερεύνηση των παραπάνω σχέσεων γίνεται εμφανής μια τάση μεγαλύτερης ανάπτυξης των δελταϊκών αποθέσεων σε εμβολές ποταμών που αποστραγγίζουν λεκάνες με έντονο ανάγλυφο και επιμήκη μορφή. Τέτοιες λεκάνες χαρακτηρίζουν συνήθως περιοχές που διανύουν νέο στάδιο εξέλιξης και αντικατοπτρίζουν έντονες γεωμορφολογικές διεργασίες όπως ισχυρή διάβρωση (οπισθοδρομούσα, κατά βάθος), υποσκαφή κλιτύων, πειρατείες ποταμών.

Από τα παραπάνω γίνεται σαφής η σημασία του χερσαίου παράγοντα για το σχηματισμό και την προέλαση των δελταϊκών μορφών σε περιοχές όπως η Ελλάδα με ποταμούς "ορεινού" χαρακτήρα και μεσογειακό τύπο κλίματος. Το συμπέρασμα αυτό συμφωνεί με τις εκτιμήσεις για αυξημένη στερεοπαροχή σε ποταμούς ορεινών περιοχών το ανάγλυφο των οποίων έχει προκύψει από την Αλπική ορογένεση (POULOS et al., 1996, HOLEMAN, 1968, JANSEN & PAITNER, 1974).

Σε ότι αφορά τη λιθολογική σύσταση των σχηματισμών που δομούν τη λεκάνη απορροής δεν παρουσιάζονται σαφείς ενδείξεις ότι η λιθολογία αποτελεί καθοριστικό παράγοντα για την ανάπτυξη των δελταϊκών σχηματισμών (Εικόνες 3&4). Γεγονός που ίσως οφείλεται στην ιδιαίτερη τεκτονική δομή της κάθε λεκάνης, στον τύπο

βλάστησης που τη χαρακτηρίζει καθώς και στις επεμβάσεις του ανθρώπου στους ρυθμούς διάβρωσης, μεταφοράς και απόθεσης των ποτάμιων ιζημάτων (κατασκευή φραγμάτων, εγγειοβελτιωτικά έργα κ.α.).

4. Ο ΠΑΡΑΓΟΝΤΑΣ "ΑΝΘΡΩΠΟΣ"

Μεταξύ των δέλτα που μελετήθηκαν περιλαμβάνονται τέσσερις δελταϊκοί σχηματισμοί που έχουν ανακηρυχθεί και αποτελούν προστατευόμενες περιοχές βάσει της σύμβασης RAMSAR. Πρόκειται για τα δέλτα του Αχελώου και του Εύηνου που αποτελούν τμήμα του ευρύτερου υδροβιότοπου της λιμνοθάλασσας του Μεσογείου, και οι εκβολές του Άραχθου και του Λούρου που αποτελούν τμήμα του υδροβιότοπου του Αμβρακικού κόλπου. Οι ανθρώπινες δραστηριότητες στα δέλτα διακρίνονται σε άμεσες και έμμεσες. Οι έμμεσες ανθρώπινες επεμβάσεις αφορούν στο χώρο των λεκανών απορροής των ποταμών με κυριότερη την κατασκευή και λειτουργία φραγμάτων με σκοπό την παραγωγή ηλεκτρικής ενέργειας (περίπτωση Λούρου, Άραχθου και Αχελώου) ή την υδροδότηση περιοχών (περίπτωση Εύηνου). Ανεξάρτητα όμως του σκοπού που εξυπηρετούν τα φράγματα, ο ρόλος τους είναι ανασταλτικός για την ανάπτυξη και τη φυσική εξέλιξη των δέλτα αλλά και καταστροφική για τις λεπτές ισορροπίες που απαιτούνται σε ευαίσθητα περιβάλλοντα υδροτόπων όπως αυτά που αναπτύσσονται στις εκβολές των εν λόγω ποταμών (ΠΟΥΛΟΣ, 1999). Τα φράγματα δεσμεύουν το σύνολο σχεδόν των υλικών που μεταφέρονται με κύλιση και ένα σημαντικό ποσοστό αυτών που μεταφέρονται με αιώρηση ενώ διαταράσσουν εντελώς το ρυθμό άφιξης των ποσοτήτων γλυκού νερού στο χώρο των εκβολών. Εξίσου σημαντικές είναι και οι άμεσες ανθρώπινες επεμβάσεις στο χώρο της δελταϊκής πεδιάδας και της παράκτιας ζώνης όπως ευθυγράμμιση και περιορισμός της κοίτης, κατασκευή εγγειοβελτιωτικών έργων, εκτεταμένες αμμοληψίες από την κοίτη, ανεξέλεγκτη βόσκηση, αποξηράνσεις περιοχών κ.α. Επιπλέον απειλή για τις περιοχές των εκβολών αποτελεί η αναμενόμενη μελλοντική αύξηση της θαλάσσιας στάθμης κατά περίπου 34cm μέχρι το έτος 2100 εξαιτίας της αντίστοιχης αύξησης της θερμοκρασίας σε παγκόσμιο επίπεδο κατά 2oC (TITUS & NARAYANAN, 1995). Έχει εκτιμηθεί ότι το ποσοστό των δελταϊκών εκτάσεων που θα κατακλυσθεί από τη θάλασσα αντιστοιχεί στο 13,16% της συνολικής τους έκτασης (GAKI-PAPANASTASSIOU et al., 1997). Ανάγοντας το ποσοστό αυτό στη συνολική έκταση των δέλτα των επτά ποταμών εκτιμάται ότι η περιοχή που αναμένεται να κατακλυσθεί από το θαλάσσιο νερό ανέρχεται σε 127,9km².

5. ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Είναι αρκετά δύσκολο να απομονωθεί και να μελετηθεί ένας μόνο από τους φυσικούς παράγοντες που είναι υπεύθυνοι για τη διαμόρφωση των δέλτα. Η δυσκολία είναι μεγαλύτερη όταν πρόκειται για περιοχές όπως η χώρα μας που είναι τεκτονικά ενεργές και χαρακτηρίζονται από έντονες και πολύπλοκες γεωμορφολογικές διεργασίες και μελετώντας μικρό αριθμό ποταμών που εκβάλουν σε κλειστούς κόλπους ή σε θαλάσσιες λεκάνες που ποικίλουν σημαντικά στο βάθος, τη γεωμετρία και τα τεκτονικά και κυματικά τους χαρακτηριστικά. Εντούτοις οι συσχετίσεις μεταξύ των μορφομετρικών παραμέτρων των λεκανών απορροής και της έκτασης των δελταϊκών σχηματισμών κάνουν φανερή τη μεγάλη σημασία της ποτάμιας τροφοδοσίας για την ανάπτυξη των δέλτα σε περιοχές, όπως η Ελλάδα, που εμφανίζουν έντονο ανάγλυφο και χαρακτηριστικά μεσογειακού κλίματος. Με την παραδοχή ευνοϊκών θαλάσσιων συνθηκών (χαμηλή κυματική ενέργεια, μικρό βάθος λεκάνης υποδοχής των ποτάμιων ιζημάτων) η ανάπτυξη των δελταϊκών σχηματισμών εννοείται, σε σημαντικό βαθμό, από το τραχύ του ανάγλυφου και τη λεπτή υδρογραφική υφή των λεκανών απορροής. Επιμήκεις και ορεινές λεκάνες που γεωμορφολογικά διανύουν ένα νέο στάδιο εξέλιξης αναπτύσσουν σημαντικά μεγαλύτερους δελταϊκούς σχηματισμούς στις εκβολές τους. Ο ρόλος των παλιρροιών στη διαμόρφωση και τη μορφολογία των ελληνικών δέλτα είναι αμελητέος έτσι η μορφή που εμφανίζουν οι δελταϊκοί σχηματισμοί είναι αυτοί που κυριαρχούνται από την ποτάμια τροφοδοσία και την κυματική ενέργεια των θαλάσσιων λεκανών που καταλήγουν τα ποτάμια ιζήματα. Σημαντικός παράγοντας για την εξέλιξη και την μελλοντική τύχη των δέλτα είναι ο άνθρωπος που με τις ενέργειές του τόσο στο χώρο των λεκανών όσο και στο χώρο των δελταϊκών πεδιάδων και της δελταϊκής ακτογραμμής διαταράσσουν την ισορροπία και την ένταση των φυσικών διεργασιών θέτοντας σε κίνδυνο σημαντικούς υδροτόπους που φιλοξενούνται στο χώρο των ποτάμιων εκβολών. Άμεσος είναι και ο κίνδυνος από την επίδραση του φαινομένου του θερμοκηπίου όπου στα επτά εν λόγω δέλτα αναμένεται να κατακλυσθούν περίπου 112,7 km² πολύτιμης έκτασης μέχρι το έτος 2100.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ΑΣΤΑΡΑΣ, Θ., 1980. Ποσοτική γεωμορφολογική μελέτη τμήματος των Δ. πλευρών του όρους Βερτίσκον (Κ. Μακεδονία). Διδακτορική διατριβή. Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, σελ. 212.
- COLEMAN, J.M., 1982. Deltas, processes of deposition and models for exploration, Boston, 124 pp.
- ΘΕΡΙΑΝΟΣ, Α.Δ., 1974. Η γεωγραφική κατανομή της παροχής νερού των Ελληνικών ποταμών. Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας, 11: 28-58.
- GAKI-PAPANASTASSIOU, H. MAROUKIAN, PAVLOPOULOS, K. and ZAMANI A., 1997. The implications of the expected sea level rise on the low lying areas of continental Greece in the next century. Proc. International Symposium On Engineering Geology and the Environment: 121-126.
- HOLEMAN, J.N., 1968. The sediment yield of major rivers of the world. Water Res. Res., 4(4): 737-747.
- JANSEN, J.M.L. and R.B. PAITNER, 1974. Predicting sediment yield from climate and topography. J. Hydrol., 21: 371-380.
- ΚΑΡΥΜΠΑΛΗΣ, Ε., 1996. Γεωμορφολογικές παρατηρήσεις στη λεκάνη απορροής του Εύηνου ποταμού. Διδακτορική Διατριβή. Πανεπιστήμιο Αθηνών, σελ. 244.
- ΚΑΡΥΜΠΑΛΗΣ, Ε., 1999. Ανθρώπινες επεμβάσεις στο δέλτα του Εύηνου ποταμού. Πρακτικά 5ου Πανελληνίου Γεωγραφικού Συνεδρίου: 591-599.
- MAROUKIAN, H., GAKI-PAPANASTASSIOU, K., PAVLOPOULOS, K. and ZAMANI, A., 1995. Comparative geomorphological observations in Kalamas delta in Western Greece & the Sperchios delta in Eastern Greece. Rapp. Comm. Int. Mer. Medit., 34 : 110 (Abstract)
- PIPPER, D.J.W. and PANAGOS, A.G., 1981. Growth patterns of the Acheloos and Evinos deltas, Greece. Sedimentary Geology, 28: 111-132.
- PIPPER, D.J.W., KONTOPOULOS, N. and PANAGOS, A.G., 1988. Deltaic sedimentation and stratigraphic sequences in post-orogenic basins, Western Greece. Sedimentary Geology, 55 : 283-294.
- POULOS, S.E., COLLINS, M and EVANS, G., 1996. Water-sediment fluxes of Greek rivers, southeastern Alpine Europe: annual yields, seasonal variability, delta formation and human impact. Z. Geomorph., 40(2): 243-261.
- ΠΟΥΛΟΣ, Σ., 1999. Ο ρόλος των φραγμάτων στην υδάτινη και ιζηματολογική διαίτα της ελληνικής παράκτιας ζώνης. Πρακτ. 5ου Πανελληνίου Γεωγρ. Συν. 600-609.
- STRAHLER, A., 1957. Quantitative analysis of Watershed Geomorphology. Am. Geophys. Union Trans. 38 (6): 913-920.
- TITUS, G.J. and NARAYANAN, V.K., 1995. The probability of sea level rise. U.S. E.P.A. Washington, D.C.
- ΨΙΛΟΒΙΚΟΣ, Α. και ΧΑΧΑΜΙΔΟΥ, Ε., 1987. Συμβολή στη μελέτη των Ελληνικών Ολοκαινικών Δέλτα. 2ο Πανελλήνιο Συμπ. Ωκεανογρ. Ιχθυολ. : 456-463. Αθήνα.
- ΨΙΛΟΒΙΚΟΣ, Α., 1990. Μεταβολές στους Ελληνικούς υγρότοπους κατά τον 20ο αιώνα. Οι περιπτώσεις των εσωτερικών υδάτων της Μακεδονίας και των ποτάμιων δέλτα των ακτών του Αιγαίου και του Ιονίου πελάγους. Προστασία και διαχείριση των Ελληνικών υγροτόπων. Πρακτ. Συνάντησης Εργασίας WWF, ΑΠΘ, IUCN. 179-208.
- ZAMANI, A. and MAROUKIAN, H., 1980. Deltaic sedimentation of the Sperchios River in historical times. Annales Geologiques des Pays Helleniques, 30: 430-440.

ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΝΗΣΟΥ ΤΗΝΟΥ*

Γ. ΛΕΙΒΑΛΙΤΗΣ¹, Α. ΑΛΕΞΟΥΔΗ-ΛΕΙΒΑΛΙΤΗ²

ΣΥΝΟΨΗ

Μελετάται η γεωμορφολογία της νήσου Τήνου. Η Τήνος είναι ημιορεινή. Η μορφολογία του νησιού καθορίζεται κυρίως από την επιφανειακή εξάπλωση των λιθολογικών σχηματισμών. Χαρακτηριστικό της μορφολογίας είναι η έντονη ασυμμετρία μεταξύ του ΝΔ και ΒΑ τμήματος εκατέρωθεν του κύριου υδροκρίτη κατά μήκος του νησιού, ο οποίος συμπίπτει με τον άξονα των πτυχώσεων και διαχωρίζει δύο περιοχές με διαφορετικές μορφές αναγλύφου. Οι διαφορές αφορούν επίσης στο ανάγλυφο, στην ανάπτυξη του υδρογραφικού δικτύου, στη μορφή του κοιλαδικού συστήματος, στις μορφολογικές κλίσεις και στη μορφή των ακτών. Η διεύθυνση των κοιλάδων είναι γενικά εγκάρσια προς τον επιμήκη άξονα του νησιού, ο οποίος συμπίπτει με τον άξονα των πτυχώσεων. Χαρακτηριστική επίσης είναι η σφαιροειδής αποσάθρωση των γρανιτικών πετρωμάτων και τα Tafoni τόσο στους γρανίτες όσο και στους σχιστόλιθους καθώς και η κηφελώδης αποσάθρωση.

Διαπιστώθηκαν επιφάνειες ισοπέδωσης με μέσα υψόμετρα 100, 200, 300-350, 410-430 και στα 600, που όπως φαίνεται πρέπει να είναι χαρακτηριστικά των Κυκλάδων αφού έχουν παρατηρηθεί και σε άλλα νησιά.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: σφαιρική αποσάθρωση, Tafoni, Tors, κηφελώδης αποσάθρωση, ακτές.

KEY WORDS: spheroidal weathering, Tafoni, Tors, cellular weathering, coasts.

ABSTRACT

Morphology of Tinos Island is controlled mainly by lithology and tectonics. A significant factor is also the climate; the very high humidity and the strong winds of NNE directions. These special climate characteristics cause intense chemical alteration and cellular weathering at schists and granodiorites.

The relief is fairly mountainous. Mt. Tsiknias in the south is the highest mountain (725m). In the central part of the island there are Mesovouni (647m) and Prasa (614m). The slopes of the valley-sides vary a lot depending mainly on the original dip. The relief is smooth while slopes of 15-45% comprise 73% of the island.

Three morphological units with different relief type can be distinguished, that results from lithological differences and the type of erosion.

The first unit covers the larger part of the island and consists of mica-schists with marble intercalation.

The second unit is observed at the mountains Tsiknias, Vouno and Marlas. It consists of green schist, cloritic-schists. It is characterized generally of smooth relief with acute notched peaks and Tafoni.

The third unit comprises the area of the plutonic rocks. It is characterized by dispersed rounded bulks of granite and spheroidal weathering. Petrologic examination showed biotitic-monzogranit in the area Steni-Volax and biotitic-granodiorit in Livada. In the spherical bulks of Livada Tafoni are created. The spheroidal weathering is owed to chemical processes. The weathered mantle was identified sericitization.

The island is crossed by a watershed, which is parallel to the long axis of the island trending NW-SE, and separates the island in two asymmetric parts. The watershed is coincided to the axis of the folds. Planation surfaces are observed at 100m, 200m, 300- 350m, 410-430m and at 600m.

The topographic slopes along the coasts of Tinos present a wide range of values. The slopes of the coasts of the 500m cross-sectional coastal zone, are higher of those of the 1000m one. Clear relation between the slopes of these zones and the corresponding lithologic formations is not observed. It is believed that the main factors which controls the slope morphology of the coastal zone is the tectonic and the weathering.

* GEOMORPHOLOGY OF THE ISLAND OF TINOS

1. Τομέας Γεωγραφίας-Κλιματολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Αθηνών, Πανεπιστημιούπολη, Ζωγράφου
2. Τομέας Γεωλογικών Επιστημών, Ε.Μ. Πολυτεχνείου, Ηρώων Πολυτεχνείου 9, 157 73, e-mail: alexouli@central.ntua.gr

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η Τήνος είναι νησί των Κυκλάδων. Έχει έκταση 195 km². Έχει σχήμα ορθογωνίου τριγώνου, που η μεγάλη του πλευρά έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ. Οι υψηλότερες κορυφές είναι τα όρη Τσιγκινιάς 725m, Μεσοβούνι 647m, Πρασά 614m. Μπορεί να χαρακτηριστεί ημιορεινή, γιατί η επιφάνεια που βρίσκεται μεταξύ των ισοϋψών 100 και 400 αποτελεί το 61% του νησιού και μόνο κατά ένα πολύ μικρό ποσοστό (29%) είναι πεδινή. Πεδινά τμήματα σχηματίζουν κυρίως στις εκβολές των κοιλάδων.

Η Τήνος γεωλογικά εντάσσεται στην Πελαγονική ζώνη (Γεωλ. Χάρτης Ελλ. 1:500.000, ΙΓΜΕ, 1984). Διακρίνονται οι ακόλουθες λιθολογικές ενότητες (Μελιδώνης, 1980):

1. Ομάδα μεταμορφωτών μεσοζωικής ηλικίας. Περιλαμβάνει μια ανώτερη σειρά από πράσινους σχιστόλιθους, φυλλίτες, χαλαζίτες, ταλκικούς χλωριτικούς σχιστόλιθους, και μια κατώτερη σειρά σχιστολίθων-γνευσίων-μαρμάρων.
2. Ομάδα μαγματιτών. Περιλαμβάνει συνιζηματογενείς μαγματίτες από σερπεντινωμένους υπερβασίτες και γαββρικού τύπου πετρώματα, συντεκτονικούς μαγματίτες. Υστεροτεκτονικοί-μετατεκτονικοί πλουτονίτες (κεροσιλβικοί και βιοτιτικοί γρανίτες, γρανοδιορίτες, απλιτογρανίτες). Τέλος, η ομάδα μαγματιτών, περιλαμβάνει και νεοφαισίτες,, που καταλαμβάνουν πολύ μικρή έκταση στη νότια ακτή του νησιού.

Τα ιζημάτα τετατογενούς ηλικίας περιλαμβάνουν πλευρικά κορήματα κλιτύων, ποταμοχειμάρριες αποθέσεις και αλλουβιακές αποθέσεις, που καταλαμβάνουν τις κοίτες των ρευσμάτων και τις κοιλάδες. Επίσης περιλαμβάνεται μια μικρή εμφάνιση «πώρου του Αιγαίου» ανωπλειστοκαινικής ηλικίας.

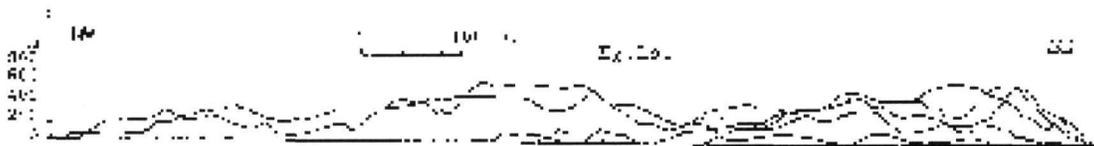
ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ

Η μορφολογία του νησιού καθορίζεται κυρίως από την επιφανειακή εξάπλωση των λιθολογικών σχηματισμών και την τεκτονική. Βέβαια στη διαμόρφωση της μορφολογικής εικόνας του νησιού σημαντικό ρόλο παίζει και το κλίμα, το οποίο είναι ήπιο με δροσερό θέρος και ήπιο χειμώνα. Χαρακτηριστικό του κλίματος, όχι μόνον της Τήνου αλλά και άλλων νησιών των Κυκλάδων, είναι η πολύ υψηλή υγρασία καθ' όλη τη διάρκεια του χρόνου, μέση τιμή 65%-70% (Θεοχαράτος, 1978) και οι δυνατοί έως σφοδροί άνεμοι ΒΒΑ διευθύνσεων, που πνέουν κατά περιόδους. Τα δύο αυτά χαρακτηριστικά του κλίματος επιδρούν κυρίως στους σχιστόλιθους και στους γρανίτες και προκαλούν έντονη χημική εξαλλοίωση και κυψελώδη αποσάθρωση.

Χαρακτηριστικό της μορφολογίας της Τήνου είναι η έντονη ασυμμετρία μεταξύ του ΝΔ και ΒΑ τμήματος εκατέρωθεν του κύριου υδροκρίτη κατά μήκος του νησιού, ο οποίος συμπίπτει με τον άξονα των πτυχώσεων. Ο υδροκρίτης είναι ασύμμετρα τοποθετημένος, πλησιέστερα στις νοτιοδυτικές ακτές, και διαχωρίζει δύο περιοχές με διαφορετικές μορφές αναγλύφου. Οι διαφορές, εκτός αυτών που αφορούν στο ανάγλυφο, αναφέρονται και στην ανάπτυξη του υδρογραφικού δικτύου, στη μορφή του κοιλαδικού συστήματος, στις μορφολογικές κλίσεις και στη μορφή των ακτών. Η διεύθυνση των κοιλάδων είναι γενικά εγκάρσια προς τον επιμήκη άξονα του νησιού, ο οποίος συμπίπτει με τον άξονα των πτυχώσεων. Η μορφή αυτή γίνεται σαφής στην εικόνα που προκύπτει από τη σχεδίαση πολλών παράλληλων τοπογραφικών τομών (Σχ.1α-1γ), εγκάρσια και παράλληλα προς τον επιμήκη άξονα του νησιού.

- α) Από τις τομές τις παράλληλες προς τον επιμήκη άξονα, ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης, διακρίνονται τρεις περιοχές, (Σχ. 1α): Η βορειοδυτική ομαλή λοφώδης περιοχή, το κεντρικό ορεινό ομαλό τμήμα και η νοτιοανατολική ορεινή περιοχή, που χαρακτηρίζεται από έντονο ανάγλυφο, με υψηλές κορυφές και μεγάλες κλίσεις κλιτύων.
- β) Από την εικόνα που προκύπτει από τις εγκάρσιες προς τον επιμήκη άξονα τομές, με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ, γίνεται εμφανής η ασυμμετρία, που εμφανίζει η μορφή του αναγλύφου του νησιού, στις τομές τις βόρεια της πόλης της Τήνου, με τον υδροκρίτη τοποθετημένο πλησιέστερα στη νοτιοδυτική πλευρά με απότομα πρηνή προς αυτή, ενώ η βορειοανατολική πλευρά έχει ομαλότερα πρηνή (Σχ. 1β). Τη μορφή αυτή παρουσιάζουν η λοφώδης και η κεντρική ορεινή περιοχή. Παρόμοια ασυμμετρία αναφέρεται από τον Παπανικολάου (1978) για την Άνδρο, η οποία βρίσκεται ΒΔ της Τήνου. Αντίθετα, οι τομές νότια των παραπάνω, έχουν ομαλότερα πρηνά προς τη νοτιοδυτική πλευρά, ενώ οι υψηλότερες κορυφές, (Τσιγκινιάς) και οι μεγάλες κλίσεις πρηνών παρατηρούνται στο νοτιοανατολικό μέρος (Σχ. 1γ). Η περιοχή αυτή ταυτίζεται με τη νοτιοανατολική ορεινή περιοχή που αναφέραμε πιο πάνω.

Τόσο στις τοπογραφικές τομές, όσον και κατά την υπαίθρια έρευνα διαπιστώθηκαν επιφάνειες ισοπέδωσης με μέσα υψόμετρα 100, 200, 300-350, 410-430 στους γρανίτες στην περιοχή Στενής-Φαλατάδος, και στα 600 στους σχιστόλιθους στον Κάμπο Πολέμου. Όπως φαίνεται τα συστήματα των επιφανειών ισοπέδωσης πρέπει να είναι χαρακτηριστικά των Κυκλάδων αφού έχουν παρατηθεί επίσης στη Σύρο, Πάρο, Νάξο, Σέριφο και Σίφνο (Riedl et. al. 1982), Κέα (Ζαμάνη et. al. 1989), Άνδρο (Παπανικολάου, 1978).



Σχ.1α. Παράλληλες επικαλυπτόμενες τομές κατά τη διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, παράλληλα προς τον επιμήκη άξονα του νησιού. Διακρίνονται οι επιφάνειες ισοπέδωσης και το ανάγλυφο που χαρακτηρίζει τη βορειοδυτική ομαλή περιοχή, την κεντρική ομαλή ορεινή περιοχή και τη νοτιοανατολική ορεινή περιοχή.

Σχ.1β. Παράλληλες τομές κατά τη διεύθυνση ΝΑ-ΒΑ, εγκάρσια στις προηγούμενες, στο ΒΔ τμήμα του νησιού έως την πόλη της Τήνου. Είναι εμφανής η ασύμμετρη μορφολογική εικόνα του ανάγλυφου με απότομες κλιτύς στα δυτικά και ομαλότερες ανατολικά του υδροκρήτη.

Σχ.1γ. Παράλληλες τομές κατά τη διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ, στο ΝΑ τμήμα του νησιού, νότια της πόλης της Τήνου. Η ασυμμετρία είναι λιγότερο εμφανής αλλά τα μεγαλύτερα υψόμετρα βρίσκονται στο ανατολικό τμήμα των τομών.

Fig.1a. Parallel cross sections across NW-SE direction, showing planation surfaces and the three areas of different morphologic shape.

Fig.1b. Parallel cross sections trending SW-NE, along the NW part of the island up to the town of Tinos, showing the asymmetry of the landscape.

Fig.1c. Parallel cross sections trending SW-NE, along the SE part of the island, south of the town of Tinos, showing a different shape of the landscape with the highest peaks of the mountains to the east.

Όπως φαίνεται στην ανάλυση του υδρογραφικού δικτύου της Τήνου (Alexouli,1997), οι λεκάνες απορροής του νοτιοδυτικού τμήματος είναι γενικά μικρότερες της 2^{ης} τάξης, ενώ λεκάνες 3^{ης} και 4^{ης} τάξης απαντώνται στο βορειοανατολικό και νότιο τμήμα. Από τη διερεύνηση της σχέσης του αριθμού και του μήκους των κλάδων, σύμφωνα με τον πρώτο νόμο του Horton, προέκυψε ότι δεν παρατηρήθηκε ουσιώδης απόκλιση στον αριθμό των κλάδων, ενώ αντίθετα, με τον δεύτερο νόμο, παρατήθηκαν μεγάλες αποκλίσεις στα μήκη. Υπολογίστηκαν αποκλίσεις στο μήκος των κλάδων σε όλες τις τάξεις. Στις περισσότερες περιπτώσεις το μέσο μήκος των κλάδων που μετρήθηκε είναι μικρότερο από το θεωρητικά αναμενόμενο, σε ποσοστό μεγαλύτερο του 20% και έως 89%. π.χ. Λεκάνη Πύργου, Καλλονής. Αντίθετα, σε λιγότερες λεκάνες, διαπιστώθηκε μεγαλύτερο πραγματικό μήκος στους κλάδους 2^{ης} τάξης, που έφθασε στο υπερδιπλάσιο του θεωρητικά αναμενόμενου, όπως σε αυτές του νοτίου τμήματος (κόλπος Αγ. Φωκά).

Οι κλιτύς του Νοτιοδυτικού τομέα αποτελούν το άνω τμήμα των λεκανών απορροής, όπως γίνεται φανερό, τόσο από τα μικρά μήκη των κλάδων του υδρογραφικού δικτύου, που τις διασχίζουν, όσο και από τη γεωμετρία των λεκανών και τη μορφή των κλιτύων και αποκόπηκαν εξ αιτίας του μεγάλου ρήγματος, που αρχίζει από το λιμάνι της Τήνου με διεύθυνση προς ΒΔ, διατρέχει όλες τις ακτές της Τήνου και συνεχίζει διέρχεται από τις ΝΔ ακτές της Ανδρου (Παπανικολάου 1978).

Οι κλίσεις των κλιτύων παρουσιάζουν μεγάλες διακυμάνσεις και καθορίζονται κυρίως από τις πρωτογενείς κλίσεις των στρωμάτων. Δεδομένου ότι το μεγαλύτερο τμήμα του νησιού, 73% της επιφάνειας, εμφανίζει κλίση κλιτύων από 15 - 45%, το ανάγλυφο χαρακτηρίζεται γενικά ως ομαλό. Η μορφή των κοιλάδων είναι

σχήματος V ή με τραπεζοειδή πυθμένα και οι κλιτύες των κοιλάδων είναι κατά κανόνα κυρτές. Σε πολύ λίγες περιπτώσεις κοιλάδες σχήματος V παρουσιάζουν κοίλη μορφή κλιτύων. Οι υδροκρίτες είναι αποστρωγγλωμένοι και μόνο στις περιοχές Μαρλά και στο όρος Τσιγκιά, στα δύο άκρα της νήσου, όπου τα πετρώματα είναι πράσινοι σχιστόλιθοι και σερπεντινωμένοι υπερβασίτες (Μελιδώνης, 1980) οι υδροκρίτες είναι οξυλήκτοι και οδοντωτοί.

Διακρίνονται τρεις μορφολογικές ενότητες.

Η πρώτη ενότητα καταλαμβάνει το κεντρικό τμήμα του νησιού και αναπτύσσεται επάνω στη σειρά σχιστόλιθων με εναλλαγές μαρμάρων.

Η δεύτερη ενότητα απαντάται στα δύο άκρα του νησιού, καθώς και στις βόρειες ακτές και αναπτύσσεται επί των ταλκικών-χλωριτικών σχιστόλιθων και σερπεντινωμένων υπερβασιτών, από πράσινους σχιστόλιθους, φυλλίτες, ταλκικούς-χλωριτικούς σχιστόλιθους.

Η τρίτη ενότητα απαντάται στο ΒΑ τμήμα του νησιού και χαρακτηρίζεται από τις μορφές εξαιλλοίωσης των γρανιτών.

Α Η πρώτη ενότητα καταλαμβάνει το μεγαλύτερο τμήμα του νησιού, έκταση περίπου 153 km² κυρίως στην κεντρική και ΝΑ περιοχή, όπου εμφανίζεται σχεδόν αποκλειστικά. Πρόκειται για το τμήμα του νησιού, που αποτελείται από μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους και γενεοισοσχιστόλιθους, με εναλλαγές μαρμάρων. Στην ενότητα αυτή περιλαμβάνεται και μικρή έκταση αλλουβιακών αποθέσεων. Οι εμφανίσεις μαρμάρων έχουν τη μεγαλύτερη εξάπλωση στο βόρειο τμήμα του νησιού, περιοχή Καρδιανής, Ιστερνίων και Πύργου. Το ανάγλυφο της ενότητας αυτής είναι γενικά ομαλό. Τα ανώτερα τμήματα των κοιλάδων είναι πολύ διευρυμένα και έχουν σχήμα αμφιθεατρικό. Οι κλιτύες έχουν ομαλές κλίσεις και σχήμα κυρτό. Το μεσαίο τμήμα των κλιτύων είναι κοίλο. Τα ρεύματα εμφανίζουν κατά βάθος διάβρωση. Το κάτω μέρος των κοιλάδων προς τις εκβολές έχει επίπεδο πυθμένα, καλύπτεται από αλλουβιακές αποθέσεις και σχηματίζονται παραθαλάσσια πεδινά τμήματα, ιδιαίτερα στο ΝΑ τμήμα του νησιού, από την πόλη της Τήνου μέχρι το ακρωτήριο Αγ. Ιωάννη.

Η μορφολογική αυτή ενότητα εμφανίζει, κατά κανόνα, μεγάλο πάχος αποσθρωμάτων στις κλιτύες, σχετικά με το υπόλοιπο νησί. Το πάχος κυμαίνεται από λίγες δεκάδες εκατοστά μέχρι 1,5m. Στους πρόποδες και την κοίτη των χαραδρώσεων το πάχος φθάνει τα 3-6m. Παρατηρούνται κατολισθήσεις μικρής σχετικά έκτασης και εδαφικές κινήσεις, στα πρανή με μεγάλες μορφολογικές κλίσεις (Alexouli et al., 1997).

Η ενότητα αυτή παρουσιάζει μια χαρακτηριστική μορφή μικροαναγλύφου, με εναλλαγές εσοχών και επιμήκων προεξοχών κατά τη διεύθυνση σχιστότητας από οληρά και μαλακά πετρώματα, που οφείλεται στη διαφορετικού βαθμού αντοχή στη διάβρωση των ενστρώσεων των γενεοισοσχιστόλιθων. Τέτοιες μορφές είναι πολύ διαδεδομένες, ιδίως σε μεγαλύτερα υψόμετρα και κλιτύες με μεγάλες κλίσεις, όπου η διάβρωση είναι περισσότερο έντονη. Προεξοχές σε διαφορετική κλίμακα από άποψη μεγέθους, δημιουργούν και οι παρεμβολές των πάγκων των μαρμάρων, κυρίως στην περιοχή Καρδιανής, Ιστερνίων και Πύργου, που είναι περισσότερο αναπύγμενα.

Άλλη μορφή μικροαναγλύφου είναι η κυψελώδης αποσάθρωση. Στις επιφάνειες των σχιστόλιθων παρατηρούνται μικρές κοιλότητες, διαστάσεων από λίγα χιλιοστά ή εκατοστά που φθάνουν έως και λίγα μέτρα. Μορφές κυψελώδους αποσάθρωσης παρατηρούνται σε πολλά νησιά των Κυκλάδων. Ο Θεοδωρόπουλος (1974), περιγράφει τέτοιες μορφές στην Τήνο και διαπιστώνει ότι στους αποσθρωμένους ακτινωτικούς σχιστόλιθους έχει απομακρυνθεί ο ασβεστίτης και δεν παρατηρείται καμιά άλλη εξαιλλοίωση.

Β Η δεύτερη μορφολογική ενότητα αποτελείται από το όρος Τσιγκιά (725m) στο νότιο τμήμα, το όρος Βουνό (261m) στο κεντρικό τμήμα των βόρειων ακτών και την περιοχή Μαρλά (Προφ.Ηλία 393m). Συνολικά έχει έκταση 21km² περίπου και αποτελείται από πράσινους σχιστόλιθους, φυλλίτες, ταλκικούς-χλωριτικούς σχιστόλιθους, στο βόρειο και κεντρικό τμήμα και σερπεντινωμένους υπερβασίτες, στον Τσιγκιά. Χαρακτηρίζεται από οξυλήκτες οδοντωτές κορυφές. Οι οδοντωτές κορυφές προκύπτουν από την ταχεία υποχώρηση των υδροκλιτών σε ευκολοδιάβρωτα πετρώματα. Στα χαμηλότερα τμήματα αναπτύσσεται επιφανειακά μανδύας αποσθρωμάτων μεγάλου πάχους, όπου παρατηρούνται κατολισθήσεις (κυρίως καταπτώσεις βράχων). Το ανάγλυφο, εκτός από τις κορυφές, είναι ομαλό αλλά πολυσχιδές και στο βόρειο τμήμα απαντώνται μορφές Ταφονί σε μεγάλη συχνότητα (Θεοδωρόπουλος, 1974).

Γ Η τρίτη μορφολογική ενότητα αναπτύσσεται επί των γρανιτικών πετρωμάτων. Πρόκειται για γρανίτες-γρανοδιορίτες Ανωμειωκαινικής ηλικίας (Alther R., et al. 1976, Μελιδώνης, 1980). Η επιφανειακή εξάπλωση έχει έκταση 21km² και εμφανίζεται στο ΝΑ τμήμα του νησιού από την ακτή μέχρι υψόμετρο 540m. Οι μορφές που παρατηρούνται και έχουν προέλθει από τη σφαιρική αποσάθρωση των γρανιτών είναι ορισμένες χαρακτηριστικές γεωμορφές, όπως είναι οι σφαιρικοί όγκοι γρανίτη, τα Tors, μικρές εκτάσεις με κόκκινα εδάφη και απομονωμένοι όγκοι.

Οι απομονωμένοι όγκοι γρανίτη θεωρούνται προϊόντα σφαιρικής αποσάθρωσης. Η ηχηκή φύσης διεργα-

οία αυτή εξελίσσεται με μεγαλύτερη ταχύτητα κατά μήκος των διακλάσεων. Τέλικά οι όγκοι του μη αποσαθρωμένου πετρώματος απομονώνονται εντός του αποσαθρωμένου μανδύα. Στην περιοχή του πλουτωνίτη της Τήνου τα προϊόντα της σφαιρικής αποσάθρωσης εμφανίζονται με δύο μορφές: Των Τορς, τα οποία είναι σφαιροειδείς λίθοι, που εξακολουθούν να συνδέονται με το μητρικό πέτρωμα και των λίθων πυρήνων (core stones), οι οποίοι δεν συνδέονται με το μητρικό πέτρωμα, αλλά βρίσκονται απομονωμένοι μέσα στον αποσαθρωμένο μανδύα. Οι λίθοι πυρήνες σχηματίζονται κάτω από την επιφάνεια και μέσα στον αποσαθρωμένο μανδύα, απ' όπου στη συνέχεια, λόγω της διάβρωσης, αποκαλύπτονται.

Στην έξοδο της κοιλάδας Λιβάδα στους σφαιρικούς όγκους έχουν δημιουργηθεί Tafoni. Η συχνότητα εμφάνισης είναι πολύ μεγαλύτερη στα χαμηλά σημεία, από την επιφάνεια της θάλασσας έως 40m και φαίνεται ότι σχετίζονται με τη διαβροχή τους από τη θάλασσα.

Σφαιρικοί όγκοι γρανίτη διαμέτρου 1,5 - 3m εμφανίζονται σε όλη σχεδόν την επιφάνεια των γρανιτικών πετρωμάτων, όχι όμως με την ίδια συχνότητα. Μεγαλύτερη συχνότητα παρατηρείται στην επιφάνεια ισοπέδωσης 410-430m, που παρατηρείται στο κεντρικό και νότιο τμήμα της επιφάνειας του γρανίτη. Επίσης πολλοί διάσπαρτοι σφαιρικοί όγκοι απαντώνται στις βόρειες κλιτύς της κοιλάδας Λιβάδα, σε έκταση 2 km². Στην έξοδο της κοιλάδας, στην ακτή, παρατηρούνται σφαιρικοί όγκοι με Tafoni. Χαρακτηριστική εμφάνιση επίσης παρατηρείται στην ευρεία κοιλάδα του χωριού Βολιάξ, καθώς και στις κλιτύς που την περιβάλλουν.

Από τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά των εμφανίσεων των σφαιρικών όγκων, που παρατηρούνται σε τεχνητές τομές 1,5km βόρεια του χωριού Φαλατάνος και στην επιφάνεια ισοπέδωσης των 410-430m, προκύπτει ότι επιφανειακά και μέχρι βάθους από 1 έως 3m, αναπτύσσεται αποσαθρωμένος οριζοντας χωρίς δομή, με μερικώς αποσαθρωμένα τεμάχια γρανίτη. Κάτω από αυτόν, απαντώνται σφαιρικοί όγκοι γρανίτη, που διαχωρίζονται με ζώνες αποσαθρωμένου υλικού. Το πάχος της ζώνης είναι 5 έως 8m. Τέλος απαντάται υγιές πέτρωμα με κατατμήσεις, που μόλις αρχίζουν να διευρύνονται. Στις περιοχές με τους σφαιρικούς όγκους και τους πυργοειδείς σχηματισμούς δημιουργείται ένα λοφώδες ανάγλυφο, ομαλό, με ελλειψοειδείς μικρές «πεδιάδες» με κόκκινα εδάφη.

Τα χαρακτηριστικά αυτά δείχνουν στάδιο νεότητας ή προχωρημένης νεότητας κατά Ruxton and Berry, 1957, στάδιο Β ή C, (Ζαμάνη, 1993).

Προκειμένου να διερευνηθούν τα αίτια δημιουργίας της σφαιρικής αποσάθρωσης εξετάσαμε λεπτές τομές των πετρωμάτων, τόσο από τον υγιή πυρήνα, όσο και από τον αποσαθρωμένο φλοιό και διαπιστώθηκε ότι πρόκειται, στην περιοχή Στενή-Βολιάξ για βιοιτιτικούς μονζογρανίτες και στη Λιβάδα για βιοιτιτικούς γρανοδιορίτες.

α) Οι βιοιτιτικοί μονζογρανίτες έχουν χαλαζία, αστρίους, πλαγιόγλαστα, βιοτίτη, κερροσύλβη, τιτανίτη και απατίτη. Δεν παρατηρείται διαφοροποίηση στην ορυκτολογική σύσταση μεταξύ του υγιούς πετρώματος, που βρίσκεται εσωτερικά και του αποσαθρωμένου περιβλήματος, παρά μόνο στη δομή. Το υγιές είναι ασθενώς καταπονημένο, ενώ το αποσαθρωμένο είναι σαφώς μηχανικά καταπονημένο και η δομή του ασθενώς πρωτομυλωνιτική.

β) Οι βιοιτιτικοί γρανοδιορίτες έχουν χαλαζία, Κ-ούχους αστρίους, πλαγιόγλαστα, βιοτίτη, κερροσύλβη, τιτανίτη, απατίτη, ζιρκόνιο και αλλανίτη. Το υγιές είναι ασθενώς μηχανικά καταπονημένο και η δομή του είναι βλαστομυλωνιτική, ενώ στο αποσαθρωμένο παρατηρούνται πυρήνες που παρουσιάζουν ζωνώδη κατασκευή, που στο εσωτερικό τους έχουν κατά πολύ υψηλότερο μέσο περιεχόμενο σε ανορθίτη από το πλαίσιο. Στο εξωτερικό τμήμα οι πλουσιότεροι σε ανορθίτη πυρήνες έχουν σερικιτιωθεί ισχυρά στα πλαίσια των κόκκων. Τα λεπτότατα φύλλα του σερικίτη συχνά συνενώνονται σε μεγαλύτερα πέταλα φεγγίτη. Στα προϊόντα εξαλλοίωσης των πυρήνων συγκαταλέγονται επίσης οι ξενόμορφοι κόκκοι επίδοτου/ζωισίτη και χαλαζία. Η δομή είναι υπιδιόμορφη αδροκοκκώδης. Το πέτρωμα είναι ασθενώς μηχανικά καταπονημένο

Άλλη χαρακτηριστική μορφή στην περιοχή του πλουτωνίτη είναι αυτή του Εξώμπουργου. Πρόκειται για ένα γρανιτικό απομονωμένο όγκο με οξεία μορφή υψομέτρου 530m, που δεσπόζει σε ολόκληρο το νησί. Ο Χαράλαμπος (1959), στηριζόμενος στα αποτελέσματα της μελέτης των συστημάτων κατάτμησης των γρανιτών του Εξώμπουργου και Βώλακα καθώς και σε μερικές μακροπετρογραφικές παρατηρήσεις, κατέληξε στο συμπέρασμα ότι ο γρανίτης του Εξώμπουργου διείσδυσε αργότερα από εκείνον της κύριας μάζας του Βώλακα. Στην ίδια άποψη κατέληξαν και οι έρευνες του Μελιδώνη (1980).

ΠΕΛΙΝΕΣ ΖΩΝΕΣ

Τα πεδινά τμήματα στη νήσο Τήνο καταλαμβάνουν μικρή έκταση. Ανάλογα με το γενετικό αίτιο δημιουργίας τους μπορούν να καταταγούν σε τρεις κατηγορίες

Α) Κοιλιάδες με επίπεδο πυθμένα. Πρόκειται για κοιλιάδες 3^{ης} ή 4^{ης} τάξης λεκανών απορροής με σχετικά

μεγάλο εμβαδόν για το μέγεθος του νησιού. Ο πυθμένας τους είναι επίπεδος με πολύ μικρή κλίση προς τις εκβολές. Οι δύο μεγαλύτερες κοιλάδες έχουν μήκος 4 km και φθάνουν στην πεδιάδα Κώμης-Καλλονής. Μια άλλη κοιλάδα είναι αυτή που εκβάλλει στον Πάνορμο και έχει μήκος 2km περίπου.

Β) Παραθαλάσσια πεδιάδα τμήματα. Παρατηρούνται στις εκβολές αρκετών κλάδων του υδρογραφικού δικτύου. Οι μεγαλύτερες αναπτύσσονται στις ΝΔ ακτές, όπως αυτή του όρμου Αγ. Σώστη, μήκους 1km και πλάτους 0,8 km. Στον όρμο αυτό επίσης παρατηρείται και σχηματισμός ενός Tombolo. Μια μικρή νησίδα από πράσινους σχιστόλιθους ύψους 37m, έχει συνδεθεί με την ακτή με αμμώδη λουρίδα. Η δεύτερη μεγαλύτερη παραθαλάσσια πεδιάδα είναι αυτή του όρμου Αγ. Φωκά, διαστάσεων 2km μήκους και 1km πλάτους. Μικρότερες παραθαλάσσιες πεδιάδες σχηματίζονται στους όρμους Σταυρού, Αγ. Ρωμανού, Αγ. Πέτρου, παραλία Καρδιανής, Ιστερνίων, κ.λ.π. Οι δύο αυτές κατηγορίες πεδιάδων, οι κοιλάδες με επίπεδο πυθμένα και οι παραθαλάσσιες πεδιάδες, σχετίζονται με τις ευστατικές ανδικές κινήσεις της θάλασσας κατά το ανώτερο Ολόκαινο. Λόγω της ανόδου της στάθμης της θάλασσας, διακόπηκε η κατά βάθος διάβρωση των κοιλάδων, οπότε αρκετές κοιλάδες αρχικού σχήματος V προσχώθηκαν, βοηθώντας και του κλίματος αλλά και του τύπου διάβρωσης των κλιτύων. Παρόμοια διαδικασία δημιούργησε, σε επικλυσιογενείς μικρούς κόλπους, παραθαλάσσιες προσχωσιογενείς πεδιάδες.

Γ) Εσωτερικές πεδιάδες. Από τις εσωτερικές πεδιάδες μεγαλύτερες είναι η πεδιάδα Κώμης-Καλλονής, έκτασης 3Km², η οποία αποτελείται από αλλουβιακές αποθέσεις μικρού πάχους, οι οποίες έχουν αποθεθεί σε σχιστόλιθους και γνευσιοσχιστόλιθους. Έχει τριγωνικό σχήμα και οριοθετείται από ρήγματα ΒΑ-ΝΔ, Β-Ν και ΒΔ-ΝΑ διευθύνσεως. Η πεδιάδα είναι εύφορη, ο υδροφόρος ορίζοντας βρίσκεται σε μικρό βάθος (2-8m) και διαρρέεται από ένα χείμαρρο, ο οποίος εκβάλλει στον όρμο Κολυμβήθρα στις βόρειες ακτές, περίπου στο κέντρο του νησιού. Στην έξοδο του χείμαρρου λόγω έντονης κυματικής ενέργειας σχηματίζεται ένας φραγματογενής σχηματισμός και ανάντη του χείμαρρου παράκτιο έλος. Η εκβολή στη θάλασσα γίνεται με υπόγεια παροχή, δια μέσου των ιζημάτων του φραγματογενούς σχηματισμού και σε περιπτώσεις μεγάλων βροχοπτώσεων, κατά τους χειμερινούς μήνες, ο σχηματισμός αυτός θραύεται και ο χείμαρρος εκβάλλει με απ' ευθείας ροή στη θάλασσα. Άλλες εσωτερικές πεδιάδες δημιουργούνται στον γρανιτικό όγκο στην περιοχή Βώλακα, το δάπεδο των οποίων καλύπτεται από αποσαθρώματα των γρανοδιοριτών.

Όλες οι επίπεδες περιοχές του νησιού, όπως οι παραθαλάσσιες και εσωτερικές πεδιάδες, καθώς και πολλές τεχνητές αναβαθμίδες, οι οποίες έχουν διαμορφωθεί στις κλιτύς σχιστολιθικών πετρωμάτων καθώς και πολλές επιφάνειες ισοπέδωσης, όπως η περιοχή Μέσης-Φαλατάδος κ.λ.π., χρησιμοποιούνται είτε για καλλιέργεια, είτε για κτηνοτροφία.

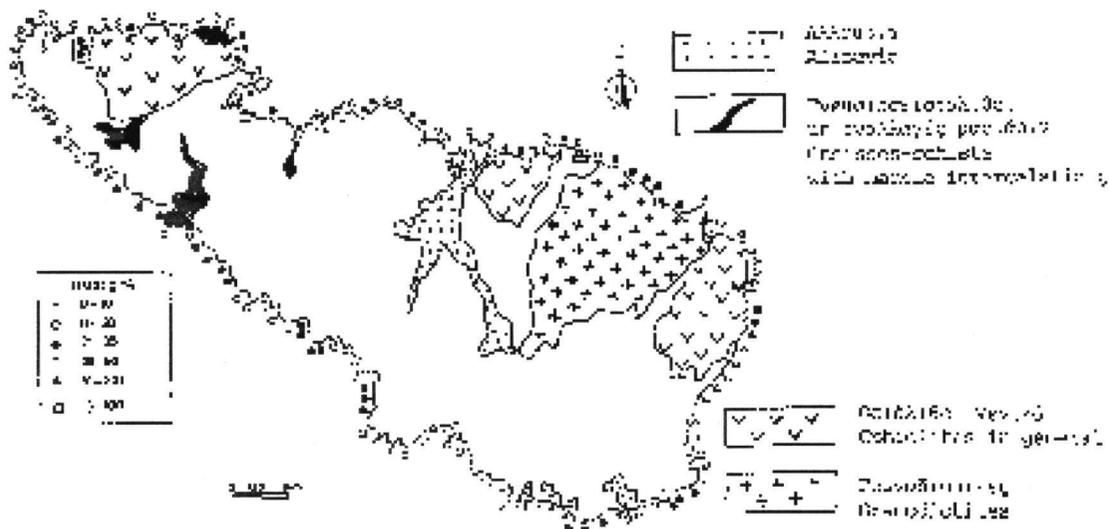
ΑΚΤΕΣ

Οι ακτές της νήσου Τήνου έχουν ανάπτυγμα 105 Km περίπου, σχήμα πολυσχιδές και ελέγχονται από τη λιθολογία, καθώς και δομικούς-τεκτονικούς παράγοντες. Το μεγαλύτερο τμήμα των ακτών σχηματίζεται σε σχιστολιθικά πετρώματα (70%), ακολουθούν οι σερπεντινίτες (17%), γρανοδιορίτες (8%) και μόνον το 5% σχηματίζει αλλουβιακές προσχώσεις. Οι ΒΑ ακτές χαρακτηρίζονται από βαθιές εγκολπώσεις με μικρό εύρος, ενώ στις ΝΔ ακτές δημιουργούνται ευρύτεροι κόλποι.

Οι ακτές είναι γενικά βραχόδεις και το κατώτερο τμήμα τους έχει μεγάλη κλίση. Αιγιαλοί είναι σχετικά περιορισμένοι με μικρό μήκος και εύρος. Μεγαλύτερη ανάπτυξη έχουν στο νότιο, και νοτιοδυτικό τμήμα του νησιού, καθώς και στους μυχούς των κόλπων των βορειών ακτών. Οι αιγιαλοί καλύπτονται από άμμο έως λεπτά χαλίκια. Οι θίνες έχουν πολύ μικρή ανάπτυξη και απαντώνται στο νότιο τμήμα, στους όρμους Αγ. Ιωάννη, Αγ. Φωκά απ' όπου όμως έχουν εξαφανιστεί από ανθρωπογενή δραστηριότητα και στα Κιόνια με υποτυπώδη ανάπτυξη. Τη μεγαλύτερη ανάπτυξη έχουν στους όρμους Κολυμβήθρα και Ρόχαρη των βορειών ακτών.

Μελετήθηκε η κατανομή των μορφολογικών κλίσεων κατά μήκος της παράκτιας ζώνης. Οι μετρήσεις έγιναν στον τοπογραφικό χάρτη (1:50.000), σε σημεία που απείχαν μεταξύ τους περίπου 1000 m κατά μήκος της ακτογραμμής α) σε μια ζώνη πλάτους 500m και β) 1.000m από την ακτή. Οι κατανομή των κλίσεων της παράκτιας ζώνης της Τήνου, εύρους 500m έδειξε ότι παρουσιάζουν μεγάλο εύρος και κυμαίνονται από 2%-120%. Οι ακραίες τιμές είναι γενικά σπάνιες. Το μεγαλύτερο ποσοστό περιλαμβάνεται μεταξύ 10%-40% (Πιν.Ι). Οι κατανομή των κλίσεων της δεύτερης ζώνης, των 1.000m, έδειξε ότι παρουσιάζουν μικρότερο εύρος και κυμαίνονται από 4%-40% και το μεγαλύτερο ποσοστό περιλαμβάνεται μεταξύ 10%-30% (Πιν.Ι). Από τη μελέτη και τη σύγκριση των τιμών των παράκτιων κλίσεων μεταξύ των δύο πιο πάνω ζωνών διακρίνονται τρεις περιπτώσεις:

Α) Οι κλίσεις της δεύτερης ζώνης είναι μικρότερες των κλίσεων της πρώτης ζώνης, των 500 m. Αυτό οφείλεται στη μορφή των κλιτύων, οι οποίες είναι κατά το πλείστον κυρτές και ως εκ τούτου παρουσιάζουν μεγαλύτε-



Σχ.2.Ενοποιημένοι λιθολογικοί σχηματισμοί που αντιστοιχούν στις τρεις γεωμορφολογικές ενότητες, όπως αναφέρονται στο κείμενο (από γεωλ. χαρτ I.G.M.E. 1:500.000). Κατανομή των κλίσεων κατά μήκος της παράκτιας ζώνης των 500m.

Fig. 2. Geological sketch map of the island (I.G.M.E. 1:500.000). The lithological units correspond to the geomorphological units described in the text. Distribution of slopes along 500m cross-section at 1km intervals following the coastline of the island.

ρη κλίση στο κατώτερο τμήμα τους. Η κατηγορία αυτή αποτελεί και το μεγαλύτερο ποσοστό.

- B) Οι κλίσεις της δεύτερης ζώνης είναι ίδιες με αυτές της ζώνης των 500m και
 Γ) Οι κλίσεις της δεύτερης ζώνης είναι μεγαλύτερες αυτών της ζώνης των 500m. Στην περίπτωση αυτή πρόκειται για κοίλες κλιτύες, που είναι κυρίως αυτές του ΝΔ τμήματος και πρόκειται για τα ανώτερα τμήματα λεκανών απορροής που έχουν αποκοπεί εξ αιτίας ρηγμάτων.

ΠΙΝΑΚΑΣ Ι. Κατανομή των παράκτιων κλίσεων.

κλίση %	500m θέσεις %	1000m θέσεις %
0-10%	9	13
11-20%	29	47
21-30%	20	34
31-40%	24	7
41-50%	5	0
51-100%	13	0

Οι τιμές των κλίσεων ομαδοποιήθηκαν ανάλογα με την κλίση, για την μεν πρώτη ζώνη σε έξι κατηγορίες για δε τη δεύτερη, σε τέσσερις κατηγορίες. Στον πίνακα Ι δίνεται η κατανομή των εκατοστιαίων κλίσεων που μετρήθηκαν. Σαφής σχέση λιθολογίας και παράκτιων κλίσεων δεν φαίνεται να υπάρχει. Οι κλίσεις των ακτών ελέγχονται από τεκτονικούς παράγοντες, όπως τα ρήγματα, η πρωτογενής κλίση των σχηματισμών και η υποχώρησή τους εξ αιτίας της διάβρωσης. Στους μυχούς των κόλπων του νοτίου τμήματος οι μικρές κλίσεις οφείλονται στην παρουσία παραθαλάσσιων πεδιάδων.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Από τη θέση αυτή θέλουμε να εκφράσουμε τις θερμές ευχαριστίες μας στο συνάδελφο κύριο Α. Κοκκινιάκη για τη βοήθειά του στον προσδιορισμό των πετρογραφικών παρασκευασμάτων.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ALEXOULI – LIVADITI, A. (1997). Geomorphological investigations of the peak runoff storm (QP) of the main drainage basins of Tinos island. *Engin. Geol. and Envir. Vol.I, p.19-24, Balkema Rotterdam.*
- ALEXOULI–LIVADITI, A., LIVADITIS, G. (1997) Investigation and delination of area where intense erosion and mass wasting may occur at Tinos island (Greece). *Engin. Geol. and Envir. Vol.I, p. 24-29, Balkema Rotterdam.*
- ÁLTHERR, R., KELLER, J. HARRE, W., HÖHNDORF, A., KREUZER, H., LENBZ, H., RASCHKA, H., WENDT, I. (1976). Geochronological data on granitic rocks of Aegean Sea (preliminary results). *25th Congr. And Plen. Ass. (C.I.E.M.).p. 347-352. Split.*
- HARALAMBOUS, D. (1959). Morphogenese der Granitgebietes von Ost-Tinos. *Πρακτ. Ακαδ. Αθ. 34, 264-68. Αθήναι.*
- Ι.Γ.Μ.Ε. (1983). Γεωλογικός χάρτης Ελλάδος.1:500.000. *Ινστ. Γεωλ. Μεταλ. Ερευν. Αθήνα.*
- ΜΕΛΙΔΩΝΗΣ, Ν. (1980). Γεωλογική δομή και κοιτασματολογία της νήσου Τήνου (Κυκλάδες).*Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήναι.*
- ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, Δ. (1978). Γεωλογικά ρευσμα εις την νήσον Άνδρον. *Διδακτ. Διατρ. Αθήναι.*
- ΠΑΠΑΠΕΤΡΟΥ-ZAMANH, A. (1993). *Γεωμορφολογία.Αθανασόπουλος-Παπαδάμης& Σια. Αθήναι.*
- RIEDL, H und KERN W. (1982). Geographischen Studien auf Naxos.*Exkursionsberichte des Instituts für Geographie d. Univ. Salzburg.*
- ΘΕΟΧΑΡΑΤΟΣ, Γ. (1978).Το κλίμα των Κυκλάδων. *Διδακτ. Διατρ. Αθήναι.*
- THEODOROPOULOS,D.(1974):Tafoniverwitterungsformen aus der Insel Tinos. *Ann.Geol. de pays Hellen., Athenes.*
- ZAMANH, A.-ΓΚΟΥΡΝΕΛΛΟΣ, Θ.-ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΥ, Κ.(1989). Γεωμορφολογικές παρατηρήσεις στη νήσο Κέα (Κυκλάδες). *Πρακτ. 2^ο Πανελ. Γεωγρ. Συνεδρ., Αθήναι.*

ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ ΛΕΚΑΝΗΣ ΑΠΟΡΡΟΗΣ ΤΟΥ ΑΝΩ ΡΟΥ ΤΟΥ ΑΧΕΛΩΟΥ*

Ε. ΛΥΚΟΥΔΗ¹

ΣΥΝΟΨΗ

Στην παρούσα εργασία παρουσιάζεται ένα μέρος των αποτελεσμάτων της αδημοσίευτης διδακτορικής διατριβής με τον αντίστοιχο τίτλο, όπου ερευνάται η λεκάνη απορροής του άνω ρου του Αχελώου ποταμού (ανάντη της τεχνητής λίμνης των Κρεμαστών). Από τη γεωμορφολογική ανάλυση, η οποία δίνει στοιχεία σχετικά με το παλαιοπεριβάλλον της περιοχής και της γεωμορφολογικής της εξέλιξης, προέκυψε ότι η αποστράγγιση του υδρογραφικού δικτύου του άνω ρου του Αχελώου δεν είναι ομαλή και ότι αυτό βρίσκεται σε ασαφή δυναμική κατάσταση ισορροπίας, με μεγαλύτερη αστάθεια στο δυτικό τμήμα. Αυτό οφείλεται στην αναγέννηση του υδρογραφικού δικτύου λόγω νεοτεκτονικών κινήσεων (ανύψωση της περιοχής), με μεγαλύτερη ταχύτητα ανύψωσης του δυτικού τμήματος (όρος Γάβροβο).

ABSTRACT

The scope of this study work is to give an insight into the dynamic processes which shape the relief in the drainage basin of the upper reaches the Acheloos river, so that the geomorphological and geodynamical evolution of the region in the past can be approached, together with a possible prediction. For this reason, the relationships between the relief and the endogenic and exogenic factors are sought.

The investigated area is made up of geological formations that belong to the zones: "Ionian" (inner Ionian zone), "Gavrovo", "Pindos" and "Hyperpindos". There are also younger rocks (postalpine formations), together with some volcanic rocks.

The main stream segment of Acheloos river was formed in the Upper-Middle Miocene, after the deposition of the flysch of "Gavrovo" and the tectonism of the zone. The structures were cut to a large extent by trace-slip faults, striking ENE-WSW, during the Middle-Upper Miocene. At the same time (Lower Miocene – Plio-Quaternary), in NW-Greece, is observed a horizontal clockwise rotation (45°). Finally, the region shows an expanding movement from North to South.

Due to the above tectonic activity, the drainage basin shows a monoclinic structure with a westward displacement of the drainage pattern. The displacement increases from North to South. The displacement of the drainage pattern is also favoured by the presence of erodible rocks in the western part (flysch of "Gavrovo") and the general eastward dip of the strata.

Neotectonic activity controls the river up to date, as it is inferred from the orientation of the stream segments, which follow the tectonic structure (lithological boundaries, faults, thrusts).

The drainage pattern appears to be in an early mature stage. According to the quantitative geomorphological analysis data, the drainage pattern (mainly the west part of it) is in an unstable dynamic status. During Plio-Quaternary there were a few rejuvenating episodes, due to tectonic and climate changes. The present rejuvenated stage, which is more obvious in the southwestern part of the investigated area, is supported by morphotectonic data. Among them, the most remarkable are: a) the steep slopes (30-60 %), b) the negative deviation of "cumulative" area compared to ideal values, c) the slope flexions, which separate the new lower level from the old higher one.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Αχελώος, λεκάνη απορροής, γεωμορφολογική εξέλιξη, γεωδυναμική εξέλιξη, γεωμορφολογική ανάλυση; νεοτεκτονική δράση.

KEY WORDS: Acheloos; drainage basin; geomorphological evolution; geodynamical evolution; geomorphological analysis; neotectonic activity.

* GEOMORPHIC EVOLUTION OF THE UPPER REACHES OF THE DRAINAGE BASIN OF ACHELOOS RIVER

1. Τμήμα Μηχανικών Μεταλλείων Μεταλλουργών, Ε.Μ.Πολυτεχνείο, Ηρώων Πολυτεχνείου 9, 157 73, Αθήνα, e-mail: mimgpel@central.ntua.gr.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η παρούσα εργασία αφορά στην ποσοτική γεωμορφολογική μελέτη του υδρογραφικού δικτύου του άνω ρου του Αχελώου (ανάτη της τεχνητής λίμνης των Κρεμαστών). Ο Αχελώος είναι ο δεύτερος σε μήκος ποταμός της Ελλάδας (251 Km) και βρίσκεται στη δυτική Ελλάδα. Η βασική αιτία επιλογής του άνω τμήματος της λεκάνης απορροής είναι, επειδή οι όποιες ανθρωπογενείς επεμβάσεις δεν έχουν επιδράσει ακόμα έντονα στο τμήμα αυτό, όπως συμβαίνει στο υπόλοιπο ποτάμι.

Η έρευνα αυτή αποσκοπεί στη διερεύνηση των δυναμικών διεργασιών που συμβάλλουν στη διαμόρφωση του αναγλύφου της περιοχής έρευνας, ώστε να γίνει γνωστή κυρίως η γεωμορφολογική αλλά και η γεωδυναμική εξέλιξη της περιοχής στο παρελθόν, με πιθανή πρόβλεψη της πορείας αυτής και στο μέλλον.

2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ

Η περιοχή έρευνας δομείται από σχηματισμούς των ζωνών "Ιονίου", "Γαβρόβου", "Πίνδου", "Υπερπινδικής" και από μεταλλικούς σχηματισμούς.

Το πρωτογενές υδρογραφικό δίκτυο του Αχελώου ποταμού δημιουργήθηκε κατά το Μέσο-Ανώτερο Μειόκαινο, μετά τον καθολικό τεκτονισμό της ζώνης "Γαβρόβου", ο οποίος έδωσε συγκλινικές και αντικλινικές δομές διεύθυνσης ΒΒΔ-ΝΝΑ. Τη τεκτονική αυτή δραστηριότητα ακολούθησε η επαναδραστηριοποίηση κανονικών ρηγμάτων με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ, τα οποία ευθύνονται για το σχηματισμό μεγάλων τάφρων στη Δ. Ελλάδα (AUBOUIN, 1959) και ήταν η αιτία της δημιουργίας της πρώτης μορφής του υδρογραφικού δικτύου του Αχελώου. Οι παραπάνω δομές τεκτονίσθηκαν έντονα κατά το Μέσο-Ανώτερο Μειόκαινο από ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης με διεύθυνση Α-Δ έως ΑΒΑ-ΔΝΔ. Την τεκτονική αυτή δραστηριότητα ακολούθησαν πολυάριθμα κανονικά ρήγματα με ίδια διεύθυνση (I.G.R.S. & B.P. 1971). Συγχρόνως με τις πιο πάνω διεργασίες, κατά τα τελευταία 25 εκ. χρόνια, παρατηρούνται οριζόντιες δεξιόστροφες περιστροφικές κινήσεις της ΒΔ Ελλάδας, της κλίμακας των 450 ως προς έναν σταθερό πόλο, ο οποίος βρίσκεται βόρεια της "Ιόνιας" ζώνης (155οN), (HORNER & FREEMAN, 1983, KISSEL et al., 1985, KISSEL & LAJ, 1988). Η απομάκρυνση, που αντιστοιχεί σε μία αυστηρή περιστροφή των 450, μπορεί να εκτιμηθεί ότι είναι περίπου 130 Km στη νότια Ήπειρο και 240 Km στη νότια Ακαρνανία.

Από γεωλογικά και βαρυτομετρικά στοιχεία διαφαίνεται ότι, η περιοχή της ΒΔ Ελλάδας διευρύνεται με αυξητική τάση διεύθυνσης από βορρά προς νότο. Η μη εμφάνιση μεταμορφωμένων πετρωμάτων στη δυτική Ελλάδα, δείχνει ότι ο φλοιός στην περιοχή αυτή δεν έχει απολεπυνθεί, ώστε να επιτρέψει την εμφάνισή τους, όπως συμβαίνει νότια, όπου έχουμε εμφάνιση μεταμορφωμένων στην Πελοπόννησο, στα Κύθηρα και στη Κρήτη. Επιπρόσθετα, από βαρυτομετρικά στοιχεία (ΜΑΚΡΗΣ, 1977), το μεγαλύτερο πάχος (46 Km) του σιλικού φλοιού βρίσκεται κάτω από την οροσειρά της "Πίνδου" με μείωση αυτού προς το νότο.

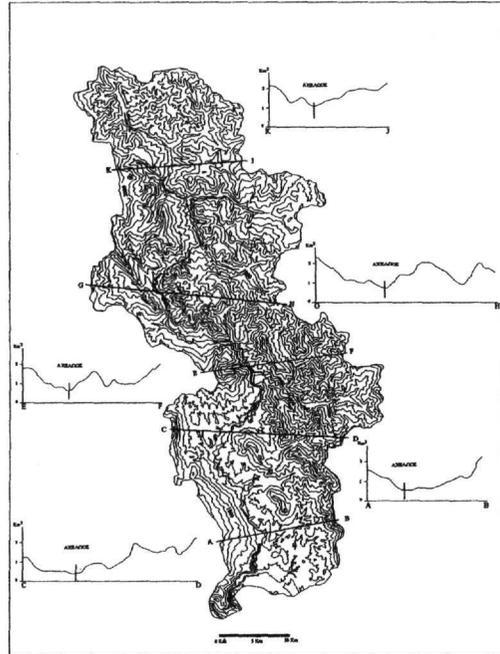
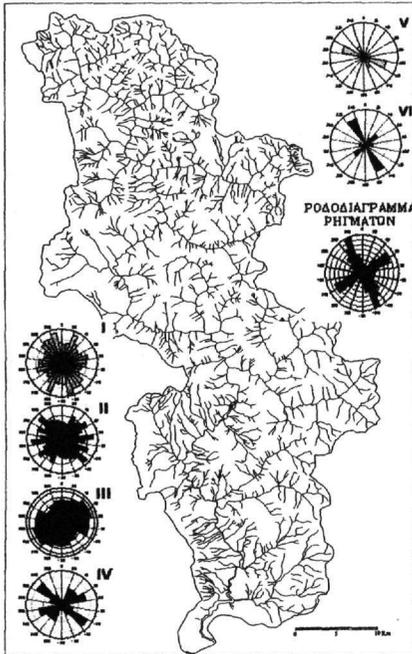
3. ΠΟΣΟΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

Η ποσοτική ανάλυση του υδρογραφικού δικτύου του άνω ρου του Αχελώου, έγινε με τη μέθοδο του HORTON (1945) η δε ταξινόμηση των κλάδων έγινε σύμφωνα με το σύστημα του STRAHLER (1952).

Το υδρογραφικό δίκτυο του άνω ρου του Αχελώου είναι 6ης τάξης και σε ολόκληρη τη λεκάνη αναπτύσσονται 1195 κλάδοι 1ης τάξης, 313 κλάδοι 2ης τάξης, 76 κλάδοι 3ης τάξης, 15 κλάδοι 4ης τάξης και 3 κλάδοι 5ης τάξης. Ο τύπος του υδρογραφικού δικτύου είναι επιμήκης, δενδριτικός αλλά και ορθογώνιος, εξαιτίας του ρηξιγενούς τεκτονισμού. Επίσης παρατηρείται μια ασυμμετρία στο υδρογραφικό δίκτυο. Για το λόγο αυτό έγινε ποσοτική ανάλυση αφενός για το ενιαίο υδρογραφικό δίκτυο και αφετέρου χωριστά για το δυτικό και ανατολικό δίκτυο, έτσι ώστε να εντοπιστούν τυχόν διαφορετικά στάδια ανάπτυξης και εξέλιξης των δύο αυτών δικτύων (σχ.1,2).

Συγκρίνοντας τον πραγματικό και ιδανικό αριθμό κλάδων του δυτικού και ανατολικού υδρογραφικού δικτύου προκύπτει ότι, το υδρογραφικό δίκτυο βρίσκεται ως προς την εξέλιξή του σε πρώιμο στάδιο ωριμότητας (σχ. 3α). Αυτό διαφαίνεται από τις αρνητικές τιμές απόκλισης του αριθμού διακλάδωσης σε όλες σχεδόν τις τάξεις. Η έλλειψη κάποιου ποσοτού αριθμού κλάδων, ώστε ο συνολικός πραγματικός αριθμός των κλάδων να φθάσει τις ιδανικές τιμές, οφείλεται στην αναγέννηση του υδρογραφικού δικτύου λόγω έντονων νεοτεκτονικών κινήσεων. Επίσης το υδρογραφικό δίκτυο του ανατολικού τμήματος είναι περισσότερο αναπτυγμένο, κατά μια τάξη, από ότι το δυτικό υδρογραφικό δίκτυο. Αυτό οφείλεται αφενός στη συνεχή μετατόπιση του υδρογραφικού δικτύου προς τα δυτικά και αφετέρου στη γεωλογική δομή.

Οι λόγοι διακλάδωσης που προσδιορίστηκαν είναι $\bar{R}_b=4,68$, $R_b=4,06$ και $\bar{R}_b=4,20$ για το δυτικό, ανατολικό και ενιαίο υδρογραφικό δίκτυο αντίστοιχα (πιν. 1). Η τιμές αυτές είναι υπερδιπλάσιες από αυτήν της ιδανικής τιμής ($\bar{R}_b = 2,00$) κατά STRAHLER (1952) και ελαφρώς μεγαλύτερες από τη "θεωρητική τιμή" ($R_b = 4,00$) κατά SHREVE (1966), και LEOPOLD & LANGBEIN (1962) ενός υδρογραφικού δικτύου που



Σχήμα 1: Υδρογραφικό δίκτυο του άνω ρου του Αχελώου. Ροδοδιαγράμματα κλάδων και ρηγμάτων. Figure 1: The Acheloos upper basin network. Rose diagrams of segments and faults.

Σχήμα 2: Γεωμορφολογικές τομές στη λεκάνη απορροής του άνω ρου του Αχελώου. Figure 2: Geomorphologic profiles of the drainage basin of the upper reaches of Acheloos river.

βρίσκεται σε κατάσταση δυναμικής ισορροπίας. Η κατά STRAHLER ιδανική τιμή ($\bar{R}_b = 2,00$) του λόγου διακλάδωσης είναι πολύ μικρή για μεγάλα υδρογραφικά δίκτυα με έντονο ανάγλυφο.

Έρευνες που έχουν γίνει μέχρι σήμερα και αφορούν στο λόγο διακλάδωσης είναι του SHREVE (1966), ο οποίος εισήγαγε ένα τυχαίο "τοπολογικό μοντέλο" υδρογραφικών δικτύων από το οποίο προέκυψε ότι οι περισσότεροι συντελεστές διακλάδωσης πλησιάζουν την τιμή 4.00. Για πολλούς ερευνητές η τιμή αυτή προσεγγίζει τη "θεωρητική" τιμή του λόγου διακλάδωσης, το δε υδρογραφικό δίκτυο βρίσκεται σε μια δυναμική κατάσταση ισορροπίας. Το ίδιο προκύπτει και από έρευνες των LEOPOLD & LANGBEIN (1962). Υπάρχουν πολλά παραδείγματα μετρημένων συντελεστών διακλάδωσης από υδρογραφικά δίκτυα διαφόρων χωρών όπου οι λόγοι διακλάδωσης κυμαίνονται περίπου στο 4,00 (YANG, 1971; MORISAWA, 1962; MORGAN, 1971; GUSTAFSON, 1973; EYLES, 1968). Τέλος ο SHIMANO (1992), βρήκε ότι ο λόγος διακλάδωσης των υδρογραφικών δικτύων στα νησιά της Ιαπωνίας, περιοχή έντονων τεκτονικών κινήσεων, είναι γύρω στο 4,24. Επίσης οι λόγοι διακλάδωσης μεγάλων υδρογραφικών δικτύων (6ης τάξης) της κεντρικής Ελλάδας, όπως είναι του Σπερχειού ($\bar{R}_b = 3,75$) (ΜΑΡΟΥΚΙΑΝ, 1987) και του Εύηνου, ($\bar{R}_b = 3,97$) (ΚΑΡΥΜΠΙΑΛΗΣ, 1996), προσεγγίζουν την "θεωρητική" τιμή 4,00. Σε σχέση με τις παραπάνω τιμές ο λόγος διακλάδωσης του ενιαίου υδρογραφικού δικτύου του άνω ρου του Αχελώου είναι υψηλότερος ($\bar{R}_b = 4,20$). Αυτό οφείλεται σε έντονη νεοτεκτονική δράση, η οποία δημιουργεί ασταθή δυναμική ισορροπία στο ποτάμιο σύστημα, ιδιαίτερα στο δυτικό τμήμα ($\bar{R}_b = 4,68$), ευνοώντας περισσότερο τις διεργασίες διάβρωσης και λιγότερο τις διεργασίες απόθεσης (νοτιοκεντρικό τμήμα).

Στην περίπτωση του "καθαρού" μήκους κλάδων βρέθηκαν θετικές τιμές απόκλισης, κυρίως στις μικρές τάξεις (1η και 2η τάξη) του δυτικού υδρογραφικού δικτύου και αρνητικές στο ανατολικό εκτός της τιμής της 4ης τάξης η οποία είναι θετική, κάνοντας έτσι εμφανή το ρόλο της γεωλογίας (σχ. 3β). Σε περιοχές όπου απαντώνται σχετικά μη περατοί σχηματισμοί (φλύσχης), η επιφανειακή απορροή ευνοείται σε βάρος της κατεισόδουσης και οι κλάδοι αυξάνουν σε μήκος. Αντίθετα σε περιοχές όπου απαντώνται περατοί και έντονα κατακλασμένοι σχηματισμοί ευνοείται η ανάπτυξη των κλάδων περισσότερο σε πλήθος και λιγότερο σε μήκος.

Η θετική τιμή απόκλισης του "καθαρού" μήκους της 4ης τάξης και η αρνητική της 5ης τάξης στο ανατολικό τμήμα δείχνει ότι, το ποτάμι είναι ώριμο να αυξήσει την τάξη του, δηλαδή από 6ης να γίνει 7ης τάξης (βορειοανατολικό τμήμα).

Η ασταθής δυναμική κατάσταση ισορροπίας του υδρογραφικού δικτύου και ιδίως στο δυτικό τμήμα (όρος Γάβροβο), διαφαίνεται και από τις αρνητικές τιμές απόκλισης των "αθροιστικών" εμβαδών των λεκανών απορροής του υδρογραφικού δικτύου (σχ. 3 δ). Οι υψηλές απόλυτες τιμές απόκλισης που παρατηρούνται, ιδίως στο δυτικό τμήμα, στην πραγματικότητα είναι μικρότερες και οφείλονται στον υψηλό λόγο εμβαδού μεταξύ 4ης και 5ης τάξης ($R_{IV,V}=11,3$) για το δυτικό τμήμα, όπου λαμβάνεται σχεδόν όλη η λεκάνη απορροής του δυτικού τμήματος για λεκάνη 5ης τάξης και στον υψηλό λόγο εμβαδού μεταξύ 5ης και 6ης τάξης ($R_{V,VI}=5,6$) για το ανατολικό τμήμα, όπου ως λεκάνη απορροής 6ης τάξης θεωρείται ολόκληρη η λεκάνη απορροής του ανατολικού τμήματος. Παρόλα αυτά οι τιμές απόκλισης των "αθροιστικών" εμβαδών των λεκανών απορροής του δυτικού και ανατολικού υδρογραφικού δικτύου, παραμένουν αρνητικές, στοιχείο που τελικά χρησιμοποιείται, όπως αρνητικές είναι και οι τιμές των "αθροιστικών" εμβαδών των λεκανών απορροής του ενιαίου υδρογραφικού δικτύου (ΛΥΚΟΥΔΗ, 2000).

Η συσχέτιση των θετικών τιμών απόκλισης του "αθροιστικού" μήκους κλάδων με τις αντίστοιχες αρνητικές του "αθροιστικού" εμβαδού των λεκανών απορροής, σε συνδυασμό με τις υψηλές κλίσεις των κλιτύων, όπως θα αναφερθεί παρακάτω, δείχνει την έντονη κατά βάθος διάβρωση στο μεγαλύτερο τμήμα της λεκάνης απορροής, εξαιτίας ανυψωτικών κινήσεων στην περιοχή. Αναλυτικότερα παλαιότερες κοίτες ακολουθώντας την αναγεννητική πορεία της περιοχής εκβάθυναν τις κοιλάδες τους αυξάνοντας πολλές φορές το μήκος των κοιτών τους διατηρώντας σχεδόν τις ίδιες προβολικές επιφάνειες των λεκανών απορροής που αποστράγγιζαν, ευνοώντας έτσι την κατά βάθος διάβρωση των λεκανών απορροής (σχ. 3γ,δ).

Η πολύ καλή σχέση του αριθμού και του "καθαρού" μήκους των κλάδων μεταξύ του δυτικού και ανατολικού υδρογραφικού δικτύου, δείχνει ότι οι διεργασίες που διαμορφώνουν το ανάγλυφο, συνδέονται μεταξύ τους και κάθε αλλαγή που συντελείται στο δυτικό τμήμα επιφέρει αντίστοιχα αλλαγή και στο ανατολικό τμήμα και αντίστροφα (σχ. 4α,β). Η σχέση αυτή δεν μπορεί παρά να αποδοθεί στην ταυτόχρονη επίδραση της τεκτονικής και στα δύο τμήματα, επειδή οι παράγοντες όπως το κλίμα, η λιθολογία κ.λ.π. επηρεάζουν διαφορετικά το κάθε τμήμα (ΛΥΚΟΥΔΗ, 2000).

Η υδρογραφική πυκνότητα (D) και συχνότητα (F) του υδρογραφικού δικτύου, παρουσιάζουν μέτριες έως υψηλές τιμές (ΛΥΚΟΥΔΗ, 2000). Στο δυτικό τμήμα οι μέσες τιμές \bar{D} είναι υψηλότερες από τις αντίστοιχες τιμές του ανατολικού τμήματος. Το αντίστροφο συμβαίνει για τις μέσες τιμές \bar{F} (πιν. 2). Επίσης παρατηρείται ότι στο δυτικό τμήμα οι μέσες τιμές \bar{D} , δεν ακολουθούν τον γενικό κανόνα, δηλαδή με την αύξηση της τάξης να μειώνεται το μήκος των κλάδων και αντίθετα να μεγαλώνουν οι λεκάνες απορροής. Έτσι η 4η τάξη εμφανίζει μέσες τιμές \bar{D} , υψηλότερες από αυτές της 3ης τάξης. Το παραπάνω γεγονός επιβεβαιώνει ότι η περιοχή αυτή έχει επηρεασθεί από πρόσφατες ανυψωτικές κινήσεις. Σημαντικό ρόλο παίζει και η επίδραση της λιθολογίας.

Οι μέσες τιμές των κλίσεων των κλιτύων των λεκανών απορροής (S) είναι υψηλές, 30-60% με μέσο όρο περίπου 44 % (πιν. 2, σχ.5). Αν και οι κοιλάδες με μεγάλες κλίσεις αναμένονται σε κλάδους μικρής τάξης (υψηλότερα υψόμετρα), στην λεκάνη του άνω ρου του Αχελώου η αύξηση της κλίσης των κλιτύων αυξάνεται με την αύξηση της τάξης, γεγονός που αποδίδεται σε έντονη πρόσφατη ανοδική κίνηση.

Πίνακας 1: Μέσες τιμές των λόγων διακλάδωσης, του "καθαρού" και "αθροιστικού" μήκους και του αθροιστικού εμβαδού, των λεκανών απορροής του άνω ρου του Αχελώου.

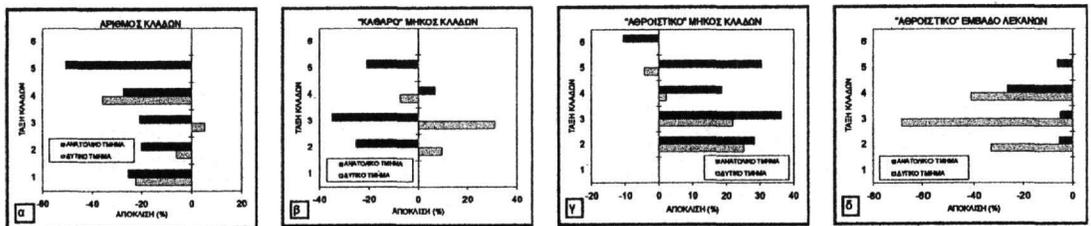
Table 1: Mean values of bifurcation ratio, individual and total stream length ratio and drainage area ratio of the drainage basin of the upper reaches of Acheloos river.

ΔΥΤΙΚΟ ΥΔΡ. ΔΙΚΤΥΟ	ΑΝΑΤΟΛΙΚΟ ΥΔΡ. ΔΙΚΤΥΟ	ΕΝΙΑΙΟ ΥΔΡ. ΔΙΚΤΥΟ
$\bar{R}_b = 4,68$	$\bar{R}_b = 4,06$	$\bar{R}_b = 4,20$
$\bar{R}_{1k} = 1,39$	$\bar{R}_{1k} = 1,91$	$\bar{R}_{1k} = 2,92$
$\bar{R}_{1a} = 4,17$	$\bar{R}_{1a} = 3,92$	$\bar{R}_{1a} = 4,17$
$\bar{R}_A = 6,12$	$\bar{R}_A = 4,40$	$\bar{R}_A = 4,93$
\bar{R}_b : μέσος λόγος διακλάδωσης \bar{R}_{1k} : μέσος λόγος «καθαρού» μήκους \bar{R}_{1a} : μέσος λόγος «αθροιστικού» μήκους \bar{R}_A : μέσος λόγος «αθροιστικού» εμβαδού		

Πίνακας 2: Μέσες τιμές της υδρογραφικής πυκνότητας (D), της υδρογραφικής συχνότητας (F) και των κλίσεων των κλιτύων (S) των λεκανών απορροής.

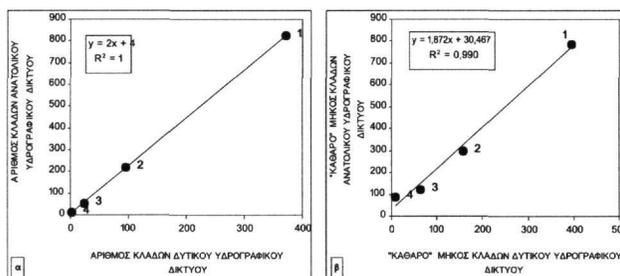
Table 2: Mean values of the drainage density (D), the drainage frequency (F) and the steep slopes (S) of the drainage basins.

	ΜΕΣΗ ΤΙΜΗ	ΤΑΣΗ				
		2 ^η	3 ^η	4 ^η	5 ^η	6 ^η
ΔΥΤΙΚΟ ΤΜΗΜΑ	\bar{D}_β	1,85	1,50	1,82		
	\bar{F}_β	2,06	1,50	1,54		
	\bar{S}_β		43,48	44,90		
ΑΝΑΤΟΛΙΚΟ ΤΜΗΜΑ	\bar{D}_α	1,56	1,40	1,25	1,11	
	\bar{F}_α	2,15	1,80	1,15	0,97	
	\bar{S}_α		44,77	46,60	48,38	
ΕΝΙΑΙΟ ΥΔ. ΔΙΚΤΥΟ	\bar{D}	1,65	1,43	1,25	1,17	1,19
	\bar{F}	2,12	1,71	1,12	1,05	0,93
	\bar{S}		44,08	46,26	47,51	46,93



Σχήμα 3 α, β, γ, δ: Συγκριτικά διαγράμματα των τιμών απόκλισης του αριθμού, του "καθαρού" και "αθροιστικού" μήκους των κλάδων και του "αθροιστικού" εμβαδού των λεκανών απορροής του δυτικού και ανατολικού τμήματος της λεκάνης απορροής του άνω ρου του Αχελώου.

Figure 3 α, β, γ, δ: Comparative diagrams of the declination values of the number, of the individual and total length of stream channels and of the drainage basin areas of the Western and Eastern part of the drainage basin of the upper reaches of Acheloos river.



Σχήμα 4 α, β: Διαγράμματα συσχέτισης ζευγών μορφομετρικών παραμέτρων του δυτικού και ανατολικού τμήματος της λεκάνης απορροής του άνω ρου του Αχελώου. Οι αριθμοί στα διαγράμματα συμβολίζουν τις τάξεις.

Figure 4 α, β: Correlation diagrams of pairs of morphometric parameters of the Western and Eastern parts of the drainage basin of the upper reaches of Acheloos river. The numbers in the diagrams denote the class.

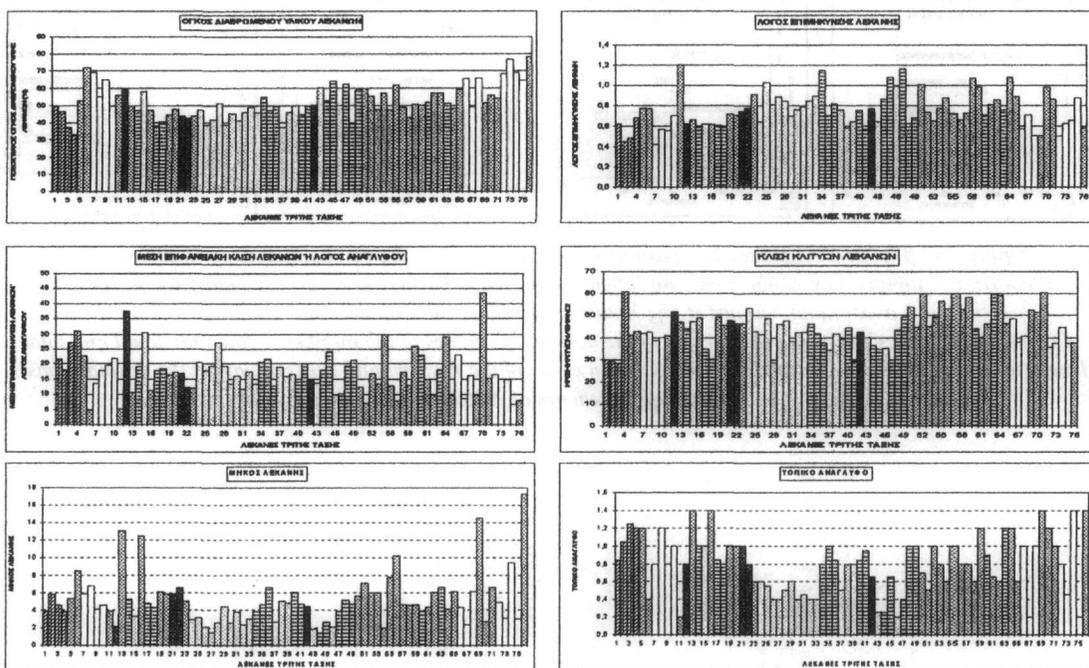
Η μορφή των περισσότερων λεκανών απορροής 3ης τάξης, λεκάνες που αναμένονται να βρίσκονται σε περισσότερο σταθεροποιημένη κατάσταση από ότι οι λεκάνες μικρότερων και μεγαλύτερων τάξεων, εμφανίζουν ενδιαμεση μορφή. Η μορφή αυτή των λεκανών απορροής τείνει προς την κυκλική πηγαίνοντας προς το βορρά και προς την επιμηκυσιμένη πηγαίνοντας προς το νότο (σχ. 5). Έτσι οι λεκάνες απορροής του νότιου τμήματος, αν και το lithολογικό τους υπόβαθρο αποτελείται από χαλαρούς σχηματισμούς και ο βαθμός απογύμνωσης

είναι υψηλός (σχ. 5), έχουν επιμηκυσμένη μορφή και δείχνουν ότι οι λεκάνες αυτές βρίσκονται σε νεότερο στάδιο εξέλιξης από αυτές του βόρειου τμήματος. Επίσης οι τιμές του μήκους (Lb) καθώς και του τοπικού αναγλύφου (HA) των λεκανών απορροής 3ης τάξης δείχνουν μια σχετική αύξηση από βορρά προς νότο. Η βαθμιαία επιμήκυνση των λεκανών απορροής και γενικά η αύξηση του μήκους τους προς νότο, με ταυτόχρονη αύξηση και του τοπικού αναγλύφου (ανύψωση περιοχής), δείχνει ότι παρότι η περιοχή ανυψώνεται ταυτόχρονα και διευρύνεται, με αυξητική τάση από βορρά προς νότο. Η διεύρυνση αυτή της περιοχής διαφαίνεται και από τις τοπογραφικές τομές (σχ. 2), όπου παρατηρείται ανάπτυξη του υδρογραφικού δικτύου ανατολικά της κύριας κοίτης του ποταμού, με μικρότερη ανάπτυξη στο βόρειο τμήμα και μεγαλύτερη στο νότιο, αν συνυπολογισθεί και η λεκάνη απορροής του Αγραφιώτη στο νοτιοανατολικό τμήμα, ποτάμι που δεν μελετάται στην παρούσα εργασία αλλά εκβάλλει στον Αχελώο.

Η αναγεννητική πορεία της περιοχής διαφαίνεται επίσης από,

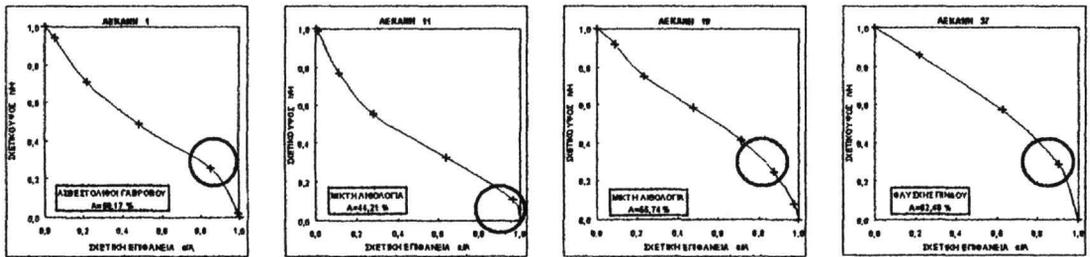
α) τις υψηλές τιμές της μέσης επιφανειακής κλίσης των λεκανών απορροής 3ης τάξης (=λόγος αναγλύφου) (Rh), αν και η διάβρωση που έλαβε χώρα κατά το παρελθόν, ιδίως κατά το Πλειόκαινο, ήταν μεγάλη (σχ.5).

β) από την μορφή των υψομετρικών καμπύλων (=υψομετρικά ολοκληρώματα) των λεκανών απορροής 3ης τάξης (ώ)(σχ. 6). Οι καμπύλες αυτές δείχνουν την κατανομή της μάζας στις λεκάνες απορροής. Τα σημεία καμπής που εμφανίζονται κοντά στο στόμιο των περισσότερων λεκανών απορροής και ιδίως του νοτιοδυτικού τμήματος, αποδίδονται σε ανυψωτικές κινήσεις.



Σχήμα 5: Ιστογράμματα μορφομετρικών παραμέτρων των λεκανών απορροής τρίτης τάξης του άνω ρου του Αχελώου, ανα λιθολογική ομάδα, 1: αν.κρητιδικοί-ηωκαινικοί ασβεστόλιθοι Γαβρόβου, 2: μικτή λιθολογία, 3:φλύσχης Γαβρόβου, 4:κρητιδικοί ασβεστόλιθοι Πίνδου, 5:κρητιδικοί ασβεστόλιθοι Πίνδου-φλύσχης Πίνδου, 6:φλύσχης Πίνδου.

Figure 5: Morphometric parameter histograms of the drainage basin of the upper reaches of Acheloos river, for each lithologic group. 1: Upper Cretaceous-Eocene limestones of Gavrovo 2:Mixed lithology 3:Flysch of Gavrovo 4:Cretaceous limestones of Pindos 5:Cretaceous limestones of Pindos- Flysch of Pindos 6:Flysch of Pindos



Σχήμα 6: Παραδείγματα υψομετρικών καμπυλών λεκανών απορροής τρίτης τάξης της λεκάνης απορροής του άνω ρου του Αχελώου.

Figure 6: Examples of hypsometric curves from third class drainage basins of the upper reaches of Acheloos river.

4. ΣΥΖΗΤΗΣΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Από την γεωμορφολογική ποσοτική ανάλυση διαφαίνεται ότι, η αποστράγγιση του υδρογραφικού δικτύου του άνω ρου του Αχελώου δεν είναι ομαλή και το ποτάμι βρίσκεται σε ασταθή δυναμική κατάσταση ισορροπίας, με μεγαλύτερη αστάθεια στο δυτικό τμήμα, όπως δείχνει και ο υψηλός συντελεστής διακλάδωσης ($R_b=4,68$). Αυτό οφείλεται στην αναγέννηση του υδρογραφικού δικτύου, εξαιτίας νεοτεκτονικών κινήσεων, που ανύψωσαν την περιοχή, με μεγαλύτερη ταχύτητα ανύψωσης στο νοτιοδυτικό τμήμα (όρος Γάβροβο).

Οι υψηλές τιμές της υδρογραφικής υψής D, F και των κλίσεων των κλιτύων (S) των λεκανών απορροής, καθώς και η αύξηση της κλίσης των κλιτύων με την αύξηση της τάξης, δείχνουν πρόσφατες και έντονες ανυψωτικές κινήσεις στην περιοχή, οι οποίες αποδίδουν τον χαρακτήρα νεότητας στην αναγέννηση της περιοχής. Σε αυτό συνηγορεί και η επιμηκυμένη μορφή των λεκανών απορροής 3ης τάξης καθώς και τα σημεία καμπής που παρατηρούνται στα διαγράμματα των υψομετρικών καμπυλών (=υψομετρικά ολοκληρώματα). Τέλος, η βαθμιαία επιμήκυνση των λεκανών απορροής με γενική αύξηση του μήκους των λεκανών προς νότο, παρότι αυξάνονται οι κλίσεις των κλιτύων (ανύψωση περιοχής), δείχνουν διεύρυνση της περιοχής με αυξητική τάση διεύρυνσης από βορρά προς νότο. Οι ανυψωτικές κινήσεις στην περιοχή είναι όμως ταχύτερες της διεύρυνσης, όπως διαφαίνεται, α) από το μεγάλο πάχος του σαλικού φλοιού και β) από την μη εμφάνιση των μεταμορφωμένων πετρωμάτων στην περιοχή αυτή. Το καθεστώς αυτό αλλάζει προς νότο, όπου ο φλοιός απολεπτύνεται και εμφανίζονται τα μεταμορφωμένα πετρώματα.

Ο έλεγχος του υδρογραφικού δικτύου από την τεκτονική δράση είναι εμφανής μέχρι και σήμερα, όπως διαπιστώνεται από τις διευθύνσεις των κλάδων, οι οποίες ακολουθούν τις διευθύνσεις των ρηγμάτων (σχ. 1). Έτσι η κύρια κοίτη του ποταμού ακολουθεί κυρίως την διεύθυνση ΒΑ-ΝΑ των κανονικών ρηγμάτων με ορισμένα τμήματά της να έχουν μετατοπισθεί παράλληλα και προς τα δυτικά, ακολουθώντας την διεύθυνση Α-Δ των ρηγμάτων οριζόντιας ολίσθησης και των κανονικών ρηγμάτων που ακολούθησαν (σχ. 1). Επομένως, η μονοκλινή δομή της λεκάνης απορροής και η "μιανδρική" μορφή του υδρογραφικού δικτύου, οφείλεται κατά κύριο λόγο σε τεκτονικές κινήσεις, όπως α) στα ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης με διεύθυνση Α-Δ έως ΑΒΑ-ΔΝΔ, τα οποία μετατόπισαν προς τα δυτικά μεγάλα ρηξίτεμαχη, β) στα κανονικά ρήγματα, τα οποία ακολούθησαν τα οριζόντια ρήγματα με ίδια διεύθυνση και τα οποία διευκόλυναν την μετατόπιση τμημάτων του υδρογραφικού δικτύου προς τα δυτικά. Επιπρόσθετοι παράγοντες που βοήθησαν στην μετατόπιση αυτή τμημάτων του ποταμού είναι α) ο ευδιάβρωτος χαρακτήρας των δυτικών σχηματισμών, β) η προς ανατολάς κλίση των στρωμάτων.

Το υδρογραφικό δίκτυο της περιοχής έρευνας, ανανεώθηκε αρκετές φορές κατά το Πλειοτεταρτογενές. Η μη απόθεση πλειοκαινικών αποθέσεων, στο χώρο της λεκάνης απορροής, δείχνει ότι κατά το Πλειόκαινο, οι διεργασίες διάβρωσης στην περιοχή ήταν έντονες, λόγω κλιματολογικών συνθηκών, και το υδρογραφικό δίκτυο ανανεώνεται με τη δημιουργία νέων κοιλάδων. Η διαδικασία αυτή διάρκεσε μέχρι το Μέσο Πλειστόκαινο. Κατά την περίοδο του Πλειστοκαινού στον "εξωτερικό" ελλαδικό χώρο επικρατούσε μια έντονη συμπίεστική φάση με διεύθυνση συμπίεσης ΒΑ-ΝΔ. Αποτέλεσμα της φάσης αυτής ήταν η δημιουργία αναστροφών ρηγμάτων και η δημιουργία κανονικών κλάδων με διεύθυνση αυτή των ρηγμάτων.

Στο Ανώτερο Πλειστόκαινο το κλίμα παρουσιάζει χαρακτηρισές ψύχρασης, με εναλλαγές παγετωδών και μεσοπαγετωδών περιόδων. Η σταδιακή αυτή αλλαγή του κλίματος ευθύνεται για την υποχώρηση της στάθμης της θάλασσας μέχρι περίπου τις σημερινές ισοβαθείς των -90 m έως -120 m. Ταυτόχρονα παρατηρούνται έντονες τεκτονικές κινήσεις, ανοδικές (τεκτονικά κέρατα) και καθοδικές (τάφροι-λεκάνες) (PIPER & PERISSORATIS 1991). Ο συνδυασμός των τεκτονικών κινήσεων και της πτώσης της στάθμης της θάλασσας, προκάλεσε τοπικές

διαφορές στην ταχύτητα της εκβαθυντικής δράσης του κύριου κλάδου του ποταμού στις κοιλάδες του, αλλάο διαβρώνοντας αυτές και άλλου αποθέτοντας υλικό, όπως διαπιστώνεται από τις παγετώδεις αποθέσεις του Ρίσσιου-Βούρμου, στην περιοχή έρευνας.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ΑΣΤΑΡΑΣ, Θ. 1980. Ποσοτική γεωμορφολογική μελέτη τμήματος των Δ. πλευρών του όρους Βερτίσκου (Κ. Μακεδονία). Διδακτορική επί διατριβή. Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, σελ. 37-53.
- AUBOUIN, J. 1959. Contribution a l' etude geologique de la Grece septentrionale: les confins de l' Epire et de la Thessalie. These, sciences, Univ. Paris, 1958 et Ann.geol.Pays hellen., 10, 1-525, Athenes.
- EYLES, R. J. 1968. Stream net ratio in West Malaysia: Geol. Soc. Amer. Bull., 79, 701-712.
- GUSTAFSON, C. 1973. Quantitative investigation of the morphology of drainage basins using orthophotography: Munchener Geographische Abhandlungen, 157 pp.
- HORNER, F., FREEMAN, R. 1983. Palaeomagnetic evidence from pelagic limestones for clockwise rotation of the Ionian zone, western Greece, Tectonophysics, 98, 11-27.
- HORTON, R. 1945. Erosional Development of Streams and Their Drainage Basins; Hydrophysical Approach to Quantitative Morphology: Geol.Soc.Amer.Bull., 56, 275-370.
- I.G.R.S. & B.P. 1971. Institut de Geologie et Recherches du Sous-sol et British Petroleum C_i Ltd, Athenes-Londres. The geological Results of Petroleum Exploration in Western Greece. Athens, I.G.R.S., No 10.
- ΚΑΡΥΜΠΙΑΔΗΣ, Ε. 1996. Γεωμορφολογικές παρατηρήσεις στη λεκάνη απορροής του Εύηνου ποταμού. Διατριβή επί διδακτορία. Γεωλογικό Τμήμα του Πανεπιστημίου Αθηνών, σελ. 50-59.
- KISSEL, C., LAJ, C., (1988): The Tertiary geodynamical evolution of the Aegean arc: a paleomagnetic reconstruction. Tectonophysics, 146, 183-201.
- KISSEL, C., LAJ, C., & MULLER. 1985. Tertiary geodynamical evolution of northwestern Greece: paleomagnetic results. Earth and Planetary Science Letters, 72, 190-204.
- LEOPOLD, L. B., & LANGBEIN, W. B. 1962. The concept of entropy in landscape evolution; U.S.G.S. Prof. Paper 500-A, 1-20.
- ΛΥΚΟΥΔΗ, Ε. 2000. Γεωμορφολογική εξέλιξη της λεκάνης απορροής του άνω ρου του Αχελώου. Διατριβή επί διδακτορία. Τμήμα Μηχανικών Μεταλλείων Μεταλλουργών, Τομέας Γεωλογικών Επιστημών, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα, σελ.123-215.
- LYMBERIS, N. 1987. Geodynamique du domaine egeen depuis le Miocene superieur. Διατριβή επί Διδακτορία. Mem. Sc. Terre Univ. Curie, Paris 119-158pp.
- MAKRIS, J. 1977/ in STANLEY & WEZEL 1985. Geophysics and Geodynamic Implications for the Evolution of the Hellenides /in Geological Evolution of the Mediterranean Basin, edited by Stanley J., D., & Wezel, F., C. Springer Verlag New York, Berlin, Heidelberg, Tokyo, 231-248 pp.
- ΜΑΡΟΥΚΙΑΝ, Χ. Σ. 1987. Φυσιογεωγραφικές παρατηρήσεις στη λεκάνη απορροής του ποταμού Σπερχειού. Διατριβή επί διδακτορία. Γεωλογικό Τμήμα του Πανεπιστημίου Αθηνών, σελ. 49-59.
- MORGAN, R, P. C. 1971. A morphometric study of some valley systems on the English chalklands:Tran. Paper, Institute of British Geographers, 54, 33-44.
- MORISAWA, M. 1962. Quantitative geomorphology of some watersheds in the Appalachian Plateau: Geol. Soc. Amer. Bull., 73, 1025-1046.
- PIPER, J.W.D., & PERISSORATIS, G. 1991. Late Quaternary sedimentation of the North Aegean continental margin, Greece. A.A.P.G. Bul., 75, 46-61.
- SHIMANO, Y. 1992. Characteristics of the Stream Network Composition of Drainage Basins in the Japanese Islands. Environ. Geol. Water Sci. 20, 1, 5-14.
- SHREVE, L. 1966. Statistical law of stream numbers:J. Geol., 74, 17-37.
- STRAHLER, A. 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography: Geol. Soc. Amer. Bull., 63, 1117-1142.
- STRAHLER, A. 1954.Statistical analysis in geomorphic research: J.Geol.,62, 1-25.
- YANG, C. T. 1971. Potential energy and stream morphology: W.R.R., 7, 311-322.

ΜΕΤΑΤΟΠΙΣΕΙΣ ΤΩΝ ΑΚΤΟΓΡΑΜΜΩΝ ΣΤΟ ΣΑΡΩΝΙΚΟ ΚΑΤΑ ΤΑ ΤΕΛΕΥΤΑΙΑ 18.000 ΧΡΟΝΙΑ ΚΑΙ Η ΚΥΧΡΕΙΑ ΠΑΛΑΙΟΛΙΜΝΗ*

Η. ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ¹, Δ. ΘΕΟΧΑΡΗΣ²

ΣΥΝΟΨΗ

Ο ευρύτερος χώρος της Αττικής και γενικά του Σαρωνικού Κόλπου συγκεντρώνει ένα μεγάλο τμήμα της ιστορίας και της μυθολογίας του αρχαίου ελληνικού κόσμου. Δεν θα ήταν υπερβολή να λεχθεί ότι είναι μια από τις ιερότερες περιοχές, του αρχαιοελληνικού χώρου και ίσως να μην υπάρχει άλλη περιοχή σ' ολόκληρο τον πλανήτη όπου να έχουν δραστηριοποιηθεί τόσο πολλοί Θεοί και Θεές, τόσο πολλοί ήρωες, όπως συμβαίνει με τον Σαρωνικό και τις γύρω περιοχές και ιδιαίτερα με την Αττική.

Το γεγονός αυτό συνδέεται με τις παλαιοκλιματικές και γεωπεριβαλλοντικές μεταβολές που έχουν συμβεί σ' ολόκληρο τον Αιγαϊακό και Περιοαιακό χώρο και ιδιαίτερα στον Σαρωνικό.

Όπως είναι γνωστό κατά τα τελευταία 18.000 χρόνια, ήτοι μετά το τέλος της τελευταίας παγετώδους περιόδου, οι κλιματικές αλλαγές που σημειώθηκαν και που συνδέονται με αύξηση της θερμοκρασίας και επακόλουθο την τήξη των παγετώνων είχαν σαν αποτέλεσμα την άνοδο της στάθμης της θάλασσας της τάξης των 125 μέτρων τουλάχιστον.

Η άνοδος της στάθμης της θάλασσας είχε σαν αποτέλεσμα σημαντικές αλλαγές στο φυσικό περιβάλλον και κυρίως στη διαμόρφωση των ακτογραμμών και των παράκτιων περιοχών. Η άνοδος της στάθμης είχε επίσης σαν αποτέλεσμα την κατάκλυση κλειστών υδρολογικών λεκανών με αλλαγή της φυσικογεωγραφικής τους λειτουργίας με την μετατροπή τους αρχικά σε λίμνες και στη συνέχεια σε πυθμένα όρμων ή κόλπων.

Ο προϊστορικός άνθρωπος που έγινε μάρτυρας των συγκλονιστικών αυτών αλλαγών στο περιβάλλον του, τις απόδωσε σε διάφορους Θεούς άλλοτε καταστρεπτικούς και άλλοτε σε Θεούς προστάτες. Όλα αυτά παρακολούθονται στους διάφορους μύθους της ελληνικής μυθολογίας. Σκοπός λοιπόν αυτής της εργασίας είναι ο συσχετισμός ορισμένων από αυτούς τους μύθους με τις φυσικογεωγραφικές και γεωλογικές μεταβολές που συνέβησαν γενικά κατά την προϊστορική εποχή με σκοπό την απόπειρα ερμηνείας τους. Θα προσπαθήσουμε λοιπόν να προσεγγίσουμε τη μυθολογική σχέση της Νύμφης Σαλαμίνας, κόρης του Ασωπού και της Μετώπης, με τον Θεό Ποσειδώνα σε συσχετισμό με τις φυσικογεωγραφικές αλλαγές του ευρύτερου χώρου μεταξύ της νήσου Σαλαμίνας και της Ελευσίνας κατά τα τελευταία 18.000 χρόνια. Του χώρου δηλαδή που καταλαμβάνεται σήμερα από τον κόλπο της Ελευσίνας. Στην περιοχή αυτή το 18.000 BP (πριν από σήμερα) υπήρχε μια κλειστή υδρολογικά λεκάνη, ήτοι μια λεκάνη που δεν είχε επιφανειακή απορροή και που δεν επικοινωνούσε με την τότε θάλασσα που βρισκόταν περί τα 30 Km μακριά. Τα στοιχεία που έχουμε συγκεντρώσει μέχρι σήμερα δεν μας επιτρέπουν να πούμε ότι ήταν λίμνη την εποχή αυτή, κάτι που είναι το πιθανότερο, οπωσδήποτε όμως πρέπει να είχε μετατραπεί σε λίμνη μεταξύ του 10.000 BP και του 5.000 BP. Την παλαιολίμνη αυτή την ονομάσαμε «Κυχρεία Λίμνη» προς τιμήν του Κυχρέα γιο του Ποσειδώνα και της Νύμφης Σαλαμίνας. Σημειωτέον ότι η Σαλαμίς και η αδερφή της Αίγινα ήσαν δύο από τις κόρες του Ασωπού ποταμού, ενός ποταμού που βρίσκεται στην Αίγινα και που σήμερα έχει αλλάξει δυστυχώς όνομα και είναι γνωστός ως Ρέμα της Σκοτεινής.

ABSTRACT

The wider area of Attica region and generally the Saronic Gulf contains a significant part of the history and mythology of the ancient Hellenic world. Without overreacting, it could be said that it is one of the most sacred regions of Ancient Greece and perhaps is the only region in the whole world that is related to the birth of so many gods, goddesses and heroes.

This fact is linked to the paleo-climatic and geo-environmental changes that have been taken place in the Aegean and Peri-Aegean area and especially in the Saronic Gulf.

* SHORELINES DISPLACEMENT IN THE SARONIC GULF AREA DURING THE LAST 18.000 YRS AND THE KIHREA PALEOLAKE

1. Γεωλογικό Τμήμα Παν/μιου Αθηνών, Πανεπιστημιούπολη Ζωγράφου, 15784, Αθήνα Email: mariolakos@geol.uoa.gr

2. Γεωλογικό Τμήμα Παν/μιου Αθηνών, Πανεπιστημιούπολη Ζωγράφου, 15784, Αθήνα, Email: dtheocharis@geol.uoa.gr

As it is known, during the last 18000 years, which is after the end of the last glacial period, the climatic changes related to temperature rise had as a consequence the rise of the sea level by 125 m at least.

The sea level rise had as a result significant changes in the natural environment and mainly to the distribution of coastlines and coastal areas. The rise of the sea level had also as a result the flooding of closed hydrological basins with changes in their physico-geographical function by changing them initially to lakes and in time to basins.

Prehistoric man witnessed these changes in his environment and he attributed them to various gods, sometimes to destructive gods and sometimes to protective ones. All these are mentioned in several myths of Greek mythology. Therefore, the aim of this paper is the correlation of several of those myths with the physiogeographical and geological changes that took place mainly during prehistoric times in order to attempt their interpretation.

We will try to approach the mythological relationship of Salamis nymph, the daughter of Asopos river and Metopi, with god Poseidon, in relation to the physiogeographical changes in the greater area between the island of Salamis and Elefsis area during the last 18000 years. The area which, nowadays, is being occupying by the bay of Elefsis.

In this area 18.000 years BP there was a closed hydrological basin, which is a morphological depression that did not communicate with the sea, during that time the Saronic Gulf shoreline was located about 30 km away. The data collected up to today do not allow us to say that it was a lake during that period, however, something very possible especially during 10000 BP and 5000 BP. We named this paleo-lake "Kichrea Lake" as a tribute towards Kihreas, the son of Poseidon and Salamis nymph.

At this point it is worth mentioning that Salamina and her sister Aegina were both daughters of Asopos river, a river that is located in Aegina Island and that today unfortunately has been renamed to Skoteini stream.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: παλαιοακτές, Σαρωνικός, Κυχρεία, Τεταρτογενές, Ελλάδα

KEY WORDS: paleoshorelines, Saronic gulf, Kichria, Quaternary, Greece

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στον ευρύτερο χώρο της Αττικής και γενικά του Σαρωνικού κόλπου εκτυλίσσεται ένα μεγάλο τμήμα της ιστορίας και της μυθολογίας του αρχαίου ελληνικού κόσμου. Δεν θα ήταν υπερβολή να λεχθεί ότι είναι μια από τις ιερότερες περιοχές, του αρχαιοελληνικού χώρου και ίσως να μην υπάρχει άλλη περιοχή σ' ολόκληρο τον πλανήτη όπου να έχουν δραστηριοποιηθεί τόσο πολλοί Θεοί και Θεές, τόσο πολλοί ήρωες, όπως συμβαίνει με τον Σαρωνικό και τις γύρω περιοχές και ιδιαίτερα με την Αττική.

Το γεγονός αυτό συνδέεται κυρίως με τις και γεωπεριβαλλοντικές μεταβολές που έχουν συμβεί σ' ολόκληρο τον Αιγαϊακό και περαιναϊακό χώρο και ιδιαίτερα στον Σαρωνικό, που με τη σειρά τους είναι συνέπεια των παλαιοκλιματικών μεταβολών.

Στην **Εικ. 1** δίδονται οι μεταβολές της μέσης θερμοκρασίας της ατμόσφαιρας της Γης: α) τα τελευταία 150.000 χρόνια και β) τα τελευταία 18.000 χρόνια. Από την **Εικ. 1β** διαπιστώνεται ότι πριν από 18.000 χρόνια η μέση θερμοκρασία της Γης βρισκόταν στο χαμηλότερο σημείο. Πρόκειται για την τελευταία παγετώδη περίοδο. Από αυτή την χρονική στιγμή και μετά, για αστρονομικούς λόγους, η θερμοκρασία άρχισε να ανεβαίνει. Επομένως μέχρι το 18.000 πριν από σήμερα (π.α.σ.) στη Γη επικρατούσε μια ψυχρή περίοδος, που άρχισε να διαμορφώνεται σιγά σιγά από το 100.000 π.α.σ. και κυρίως από το 70.000 π.α.σ.. Σημειωτέον ότι οι κλιματικές μεταβολές παρουσιάζουν περιοδικότητα και συνδέονται με αστρονομικά αίτια. Οι γνωστές σε όλους παγετώδεις και μεσοπαγετώδεις περιόδους είναι αποτέλεσμα αυτής ακριβώς της περιοδικότητας που ερμηνεύεται σε



Εικ. 1α: Μεταβολές της θερμοκρασίας σε κλίμακα 10^4 - 10^5 ετών που δείχνουν τη δομή της αλλαγής σ' ένα παγετώδη / μεσοπαγετώδη κύκλο, που ελέγχονται από αλλαγές της τροχιάς της Γης σε περιόδους 20.000 και 40.000 ετών (κατά DUFF 1993).

Fig. 1a: Temperature variations in a 10^4 - 10^5 years timescale that show the structure of transition to a glacier - inter-glacier cycle that are controlled by changes in the earth's orbit in 20000 and 40000 years period (after DUFF 1993).



Εικ. 1β: Μεταβολές της θερμοκρασίας των τελευταίων 10.000 ετών και η μετάβαση από την παγετώδη προς τη μεσοπαγετώδη περίοδο (κατά DUFF 1993).

Fig. 1b: Temperature changes during the last 10000 years and the transition from the glacier to the inter-glacier period (after DUFF 1993).

μεγάλο βαθμό από την θεωρία του Milankowitch (1941).

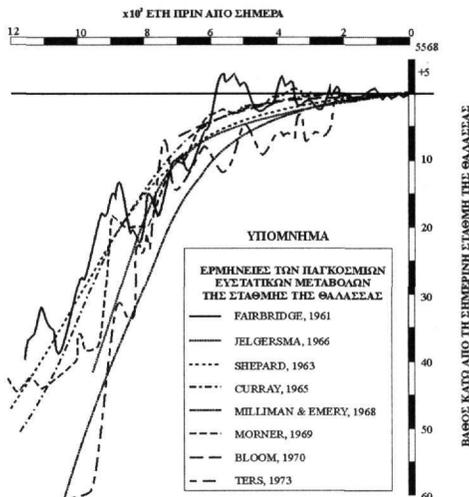
Όπως είναι γνωστό κατά τα τελευταία 18.000 χρόνια, ήτοι μετά το τέλος της τελευταίας παγετώδους περιόδου, οι κλιματικές αλλαγές που σημειώθηκαν και που συνδέονται με αύξηση της θερμοκρασίας είχαν ως επακόλουθο την τήξη τεραστίων όγκων των παγετώνων που είχαν αποθεθεί στην ξηρά. Η τήξη των παγετώνων είχε ως αποτέλεσμα την άνοδο της στάθμης της θάλασσας που εκτιμάται ότι πρέπει να ήταν της τάξης των 125 - 150 μέτρων. Μετατοπίσεις της στάθμης της θάλασσας αυτού του είδους, είναι γνωστές ως κλιματοευστατικές κινήσεις.

2. Η ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΑΣ ΚΑΙ ΟΙ ΕΠΙΠΤΩΣΕΙΣ

Η άνοδος της στάθμης της θάλασσας είχε σαν αποτέλεσμα σημαντικές αλλαγές στο φυσικό περιβάλλον και κυρίως στη διαμόρφωση των ακτογραμμών και των παράκτιων περιοχών με αποτέλεσμα την κατάκλυση πολλών περιοχών ενώ ορισμένες μετέπεσαν σε λίμνες.

Συστηματικές μελέτες που έχουν γίνει τις τελευταίες δεκαετίες σε διάφορες παράκτιες περιοχές του πλανήτη, σχετικά με την άνοδο της στάθμης της θάλασσας παγκοσμίως, μας έδωσαν τα αποτελέσματα της Εικ. 2. Οι διαφορές που παρατηρούνται στην ταχύτητα και την μορφή των καμπυλών μεταβολής της παγκόσμιας στάθμης της θάλασσας συνδέονται κυρίως με το γεωδυναμικό καθεστώς της κάθε περιοχής. Εμείς πιστεύουμε ότι οι καμπύλες που προσαρμόζονται καλύτερα στις συνθήκες του ελλαδικού χώρου είναι εκείνες των Fairbridge και Μφρνετ.

Στο σημείο αυτό θα πρέπει να λεχθεί ότι οι μεταβολή της στάθμης της θάλασσας είναι σύνθετη και δεν είναι εύκολο να προσδιοριστεί με ακρίβεια το βάθος της σχετικά με την σημερινή. Εξάλλου είναι γνωστό ότι στη διαμόρφωση των ακτογραμμών κατά τις διάφορες εποχές πέραν των ευστατικών κινήσεων σημαντικό ρόλο παίζουν και οι ισοστατικές κινήσεις που για την περιοχή του Αιγαίου προκαλούνται από το βάρος που ασκεί το νερό που το γεμίζει βαθμιαία.



Εικ. 2: Μερικές από τις συχνότερα δημοσιευμένες καμπύλες μεταβολής της παγκόσμιας στάθμης της θάλασσας λόγω κλιματο-ευστατικών κινήσεων. Οι παρατη-ρούμενες διαφορές πρέπει να οφείλονται σε γεωλογικούς παράγοντες του ευρύτερου χώρου (κατά KRAFT et al 1985).

Fig. 2: Some of the published global sea level changes diagrams due to climatic - eustatic movements. The observed differences must be due to geological factors affecting the greater area (after KRAFT et al 1985).

Ο ελλαδικός χώρος όμως είναι τεκτονικά και σεισμικά ενεργός κι επομένως αναμένονται κατακόρυφες μεταπτώσεις που θα έχουν ως συνέπεια μετατοπίσεις των ακτογραμμών ανεξάρτητα από τις ευστατικές και ισοστατικές κινήσεις. Στους χάρτες που παρουσιάζονται δεν έχουν ληφθεί υπόψη οι ισοστατικού χαρακτήρα κινήσεις και αυτό γιατί δεν έχουν γίνει ακόμα συστηματικές και λεπτομερείς μελέτες των κατακόρυφων τεκτονικών κινήσεων. Συνεπώς η θέση των ακτογραμμών θα πρέπει να θεωρηθεί ότι αντιστοιχεί στην περίπου θέση τους που οπωσδήποτε δεν πρέπει να διαφέρει πολύ από την πραγματική.

3. ΣΑΡΩΝΙΚΟΣ ΚΟΛΠΟΣ

Η στάθμη της θάλασσας κατά το τέλος της τελευταίας παγετώδους περιόδου, δηλαδή πριν από **18.000** χρόνια, όπως ελέγχθη εκτιμάται ότι πρέπει να βρισκόταν περί τα **125 – 150 m** χαμηλότερα απ' ότι σήμερα. Εμείς πάντως δεχόμαστε ότι βρισκόταν **125 m** χαμηλότερα. Πριν από **12.000** χρόνια η στάθμη πρέπει να βρισκόταν περί τα **70 m** χαμηλότερα (**Εικ. 2**). Στην **Εικ. 3** απεικονίζονται οι ακτογραμμές και το ανάγλυφο α) πριν από 18.000 χρόνια, β) πριν από 12.000 χρόνια και γ) η σημερινή ακτογραμμή.

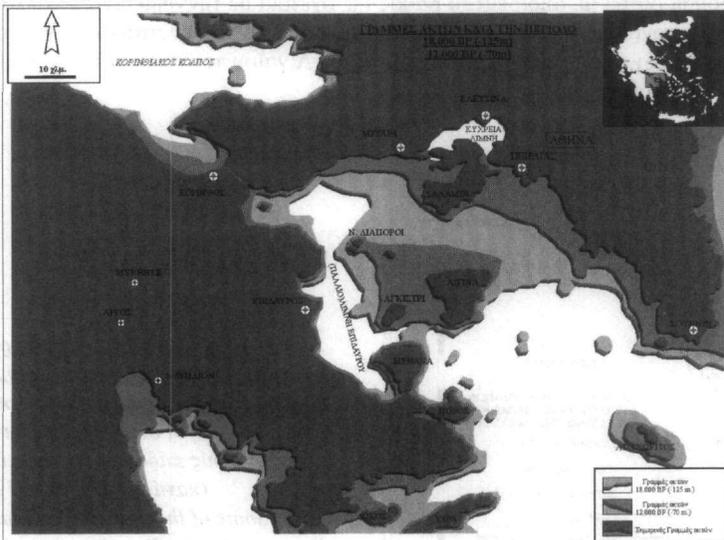
Από τον χάρτη αυτό εξάγονται πολύ ενδιαφέροντα συμπεράσματα που έχουν σχέση με τις μεταβολές του παράκτιου τοπίου και την μορφή των ακτογραμμών. Τα σημαντικότερα από τα προηγούμενα είναι τα ακόλουθα.

Πριν από 18.000 χρόνια με βάση τα προηγούμενα στοιχεία ο **Πόρος** ήταν ενωμένος με την **χερσόνησο των Μεθάνων** και αυτή με το **Αγκίστρι**, την **Αίγινα** και όλα τα σημερινά μικρά νησάκια (**Κυρά, Διαπόροι, Λαγούσες**), την **Σαλαμίνα**, τις **Φλέβες**, το **νησί του Πατρόκλου** και την **Μακρόνησο** και αποτελούσαν μια **γέφυρα ξηράς που ένωσε την Πελοπόννησο με την Αττική**, απομονώνοντας την σημερινή θαλάσσια περιοχή από τον **Κόλπο Κεγχρεών** μέχρι και τον **Κόλπο της Επιδαύρου** από τον νότιο Σαρωνικό.

Η περιοχή αυτή του σημερινού βορειοδυτικού Σαρωνικού, όπως έχει διαπιστωθεί και από ωκεανογραφικές μελέτες είχε μεταπέσει σε μια λίμνη (**Παλαιολίμνη Επιδαύρου**), αφού ο **παλαιοϊσθμός της Αίγινας - Μεθάνων** εμπόδιζε την επικοινωνία με οποιαδήποτε θαλάσσια λεκάνη, επειδή τόσο από την περιοχή του Ισθμού της Κορίνθου, όσο και των Μεγάρων είχε ήδη διακοπεί η επικοινωνία με τον Κορινθιακό προ πολλού. Η ύπαρξη της λίμνης αυτής αποδεικνύεται και από την παρουσία λιμναίων ιζημάτων στον πυθμένα της σημερινής θάλασσας (**ΛΥΚΟΥΣΗΣ & ΑΝΑΓΝΩΣΤΟΥ 1993**) περιοχής που την εποχή εκείνη ήταν λίμνη.

Από τον **Σαρωνικό Κόλπο** επομένως την εποχή αυτή **υπήρχε μόνον το νότιο τμήμα του**, ενώ οι βόρειες ακτές του εκτείνονται από τις ανατολικές ακτές της χερσονήσου των **Μεθάνων**, τις νοτιοανατολικές ακτές της **Αίγινας** και από κει οδεύουν προς τις **Φλέβες** και νότια από το **Σούνιο**.

Πριν από 12.000 χρόνια η στάθμη της θάλασσας εκτιμάται ότι πρέπει να βρισκόταν περί τα 70 m χαμηλότερα από την σημερινή. Στην **Εικ. 3** απεικονίζεται η ακτογραμμή εκείνης της χρονικής περιόδου. Η **Σαλαμίνα** ήταν ακόμα ενωμένη με την Αττική, όπως και η **χερσόνησος των Μεθάνων** με την Αργολίδα, ενώ η **Αίγινα** μαζί με το **Αγκίστρι** και τα μικρότερα νησάκια (**Κυρά, Διαπόροι, Λαγούσες**) αποτελούσαν ένα μεγαλύτερο νησί



Εικ. 3: Ακτογραμμές του Σαρωνικού κόλπου α) πριν από 18.000 χρόνια, β) πριν από 12.000 χρόνια.
Fig. 3: Saronic Gulf coastlines: a) 18000 years BP, b) 12000 years BP.

4. ΚΟΛΠΟΣ ΕΛΕΥΣΙΝΑΣ

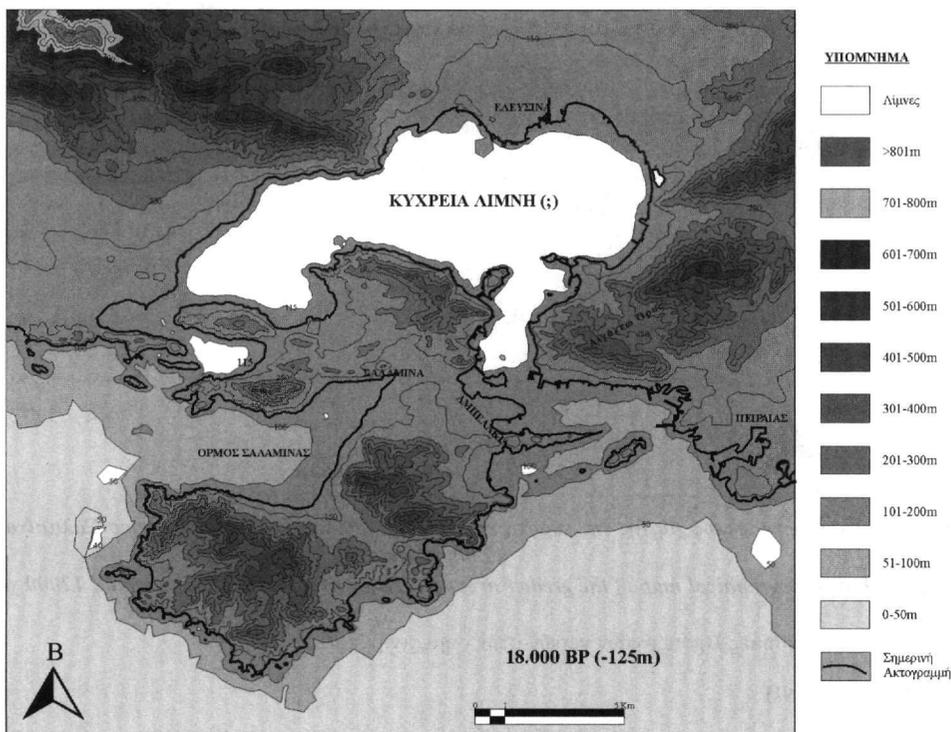
Στις **Εικ. 4, 5, 6, 7** παρουσιάζεται η εξέλιξη των ακτογραμμών αλλά και η μορφολογία της στενής περιοχής νήσου Σαλαμίνας – Κόλπου Ελευσίνας σε τέσσερις διαφορετικές χρονικές περιόδους: α) πριν από 18.000 χρόνια (**Εικ. 4**), β) πριν από 12.000 χρόνια (**Εικ. 5**), γ) πριν από 7-10.000 χρόνια (**Εικ. 6**) και δ) η σημερινή μορφή των ακτών και του ανάγλυφου (**Εικ. 7**). Σε όλες τις εικόνες έχει χρησιμοποιηθεί η ίδια υψομετρική κλίμακα για την άμεση κατανόηση των αλλαγών στις εκάστοτε χερσαίες και θαλάσσιες περιοχές.

Πριν από 18.000 χρόνια η σημερινή νήσος Σαλαμίνα αποτελούσε τμήμα της Αττικής, ενώ η ακτογραμμή του Παλαιο-Σαρωνικού κόλπου βρισκόταν περίπου 30 Km νοτιότερα της σημερινής Σαλαμίνας. Ο Κόλπος της Ελευσίνας ήταν μια **κλειστή υδρολογική λεκάνη** η οποία δεν είχε επιφανειακή απορροή προς τη θάλασσα. Το ανώτερο υψόμετρο της ισοψύχους η οποία καθορίζει αυτή την κλειστή λεκάνη βρίσκεται στα 115 μέτρα ενώ στην ευρύτερη περιοχή εμφανίζονται και άλλες μικρότερες κλειστές λεκάνες.

Πριν από 12.000 χρόνια η Σαλαμίνα συνεχίζει να είναι συνδεδεμένη με την Αττική όμως το νότιο τμήμα της είναι τμήμα της τότε ακτής του Σαρωνικού κόλπου. Ο **κόλπος της Ελευσίνας** όμως την ίδια εποχή συνεχίζει να είναι μια κλειστή υδρολογική λεκάνη. Το ανώτερο υψόμετρο της ισοψύχους η οποία καθορίζει την κλειστή λεκάνη βρίσκεται στα 60 μέτρα, επειδή στο μεταξύ έχει ανέβει η στάθμη της θάλασσας.

Πριν από 7-10.000 χρόνια η κατάσταση δεν έχει αλλάξει πολύ, επειδή η Σαλαμίνα συνεχίζει να είναι ενωμένη με την Αττική με ορισμένους **στενούς ισθμούς** και συγκεκριμένα έναν στο ανατολικό τμήμα που συνδέει την περιοχή των Παλουκίων με το Πέραμα και δύο στο δυτικό τμήμα οι οποίοι ένωναν την **χερσόνησο της Φανερωμένης** με την περιοχή της **Νέας Περάμου** και έναν νοτιότερο στην περιοχή της **χερσονήσου της Αγίας Τριάδας** με την νησίδα **Μακρόνησο** έως τη **Σαλαμίνα**.

Αυτό το διάστημα ο **σημερινός κόλπος της Ελευσίνας ήταν σίγουρα λίμνη** με την ακτογραμμή της να βρίσκεται στην ίδια στάθμη περίπου με την θάλασσα. Στο ίδιο διάστημα είχαν αρχίσει να διαμορφώνονται τόσο ο **όρμος της Σαλαμίνας**, όσο και ο **όρμος του Κερατινίου**.



Εικ. 4: Παλαιογεωγραφικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής Κόλπου Ελευσίνας – νήσου Σαλαμίνας πριν από 18.000 χρόνια.

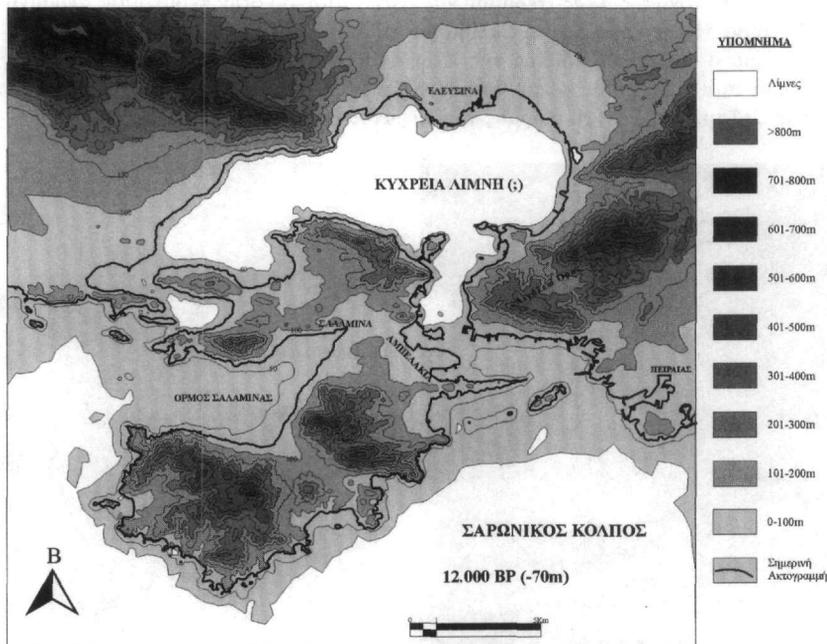
Fig. 4: Paleo-geographical map of the greater area of Elefsina Bay and Salamina island 18000 years BP.

Σήμερα ο κόλπος της Ελευσίνας έχει βάθη λίγο μεγαλύτερα από τα 30 μέτρα. Από τις καμπύλες της **Εικ. 2** παρατηρούμε ότι η στάθμη της θάλασσας ήταν 30 μέτρα χαμηλότερα από την σημερινή πριν από 10.000 χρόνια περίπου. Σ' αυτήν την χρονική περίοδο μπορούμε με σιγουριά να υποθέσουμε ότι ο κόλπος της Ελευσίνας ήταν λίμνη, διότι οπωσδήποτε δεν υπήρχε κάποια πιθανή υδραυλική επικοινωνία μεταξύ της κλειστής λεκάνης που παρατηρείται στην περιοχή αυτή με την τότε θάλασσα.

Για το διάστημα μεταξύ 18.000 έως και 10.000 πριν από σήμερα, δεν μπορούμε με βεβαιότητα να πούμε αν ο κόλπος της Ελευσίνας ήταν λίμνη, διότι δεν υπάρχουν οι αποδείξεις για αυτό, σίγουρα όμως ήταν από το 10.000 περίπου έως το 5.000 π.α.σ., όπου και σταμάτησε να λειτουργεί ο **ισθμός της περιοχής Παλουκίων - Περάματος**. Από αυτό το διάστημα και για περίπου 1.000 χρόνια ο κόλπος της Ελευσίνας λειτουργεί σαν κλειστός κόλπος από τη μία έξοδό του, αφού στην περιοχή της **χερσονήσου της Φανερωμένης** δεν υπήρχε επικοινωνία με τη θάλασσα η οποία αποκαταστάθηκε περίπου στο 4.000 π.α.σ..

Μεταξύ των χερσονήσων της Φανερωμένης και της Αγίας Τριάδας από το 18.000 έως και το 10.000 π.α.σ. υπήρχε μια μικρότερη κλειστή υδρολογική λεκάνη η οποία πρέπει να λειτουργούσε σαν λίμνη για κάποιο χρονικό διάστημα και η οποία τελικά ενώνεται με την θάλασσα περίπου την ίδια χρονική περίοδο που σταματάει η λειτουργία του ισθμού Παλουκίων - Περάματος.

Αν και δεν είναι βέβαιο ότι ο κόλπος της Ελευσίνας λειτουργούσε σαν λίμνη σ' όλο το διάστημα από το 18.000 έως το 5.000 π.α.σ., με σημαντικές φυσιογεωγραφικές μεταβολές μεταξύ του 5-7.000 π.α.σ. όπου παρατηρείται το **κλιματικό optimum**, διότι τα στοιχεία που θα μας το αποδείκνυαν βρίσκονται κάτω από τη στάθμη της θάλασσας και δεν έχουμε ακόμη δεδομένα γεωτρήσεων, παρά ταύτα ίχνη αυτής της λειτουργίας φαίνονται στην ευρύτερη περιοχή από τοπωνύμια όπως **Βουρκάρι, Βουρκάδι, Λίμνη, Λιμνιώνα**, κλπ που παραπέμπουν



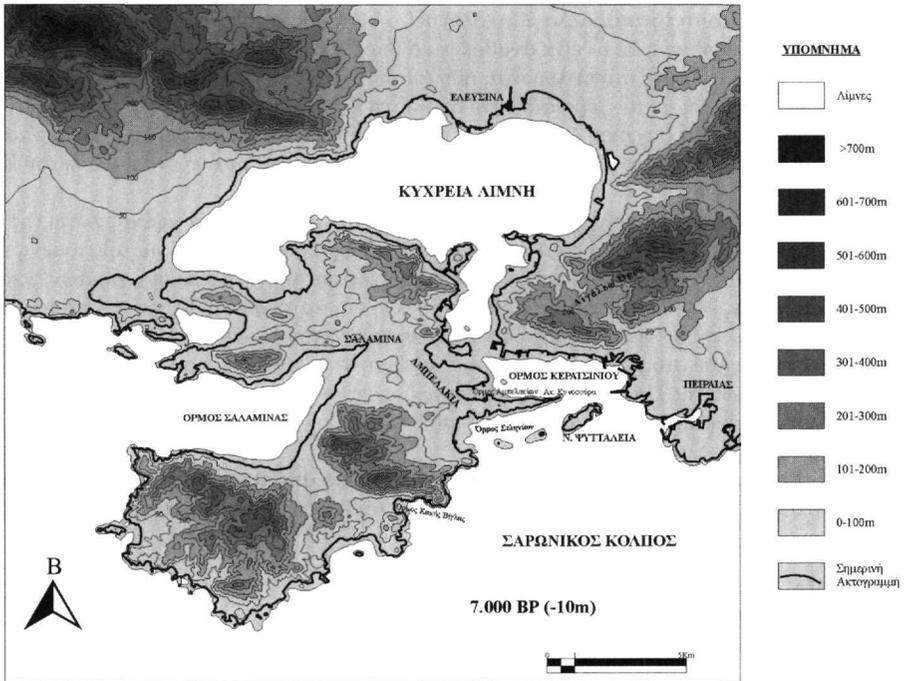
Εικ. 5: Παλαιογεωγραφικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής Κόλπου Ελευσίνας – νήσου Σαλαμίνας πριν από 12.000 χρόνια.

Fig. 5: Paleo-geographical map of the greater area of Elefsina Bay and Salamina island 12000 years BP.

τουλάχιστον σε συνθήκες λιμναζόντων νερών στην σημερινή ξηρά.

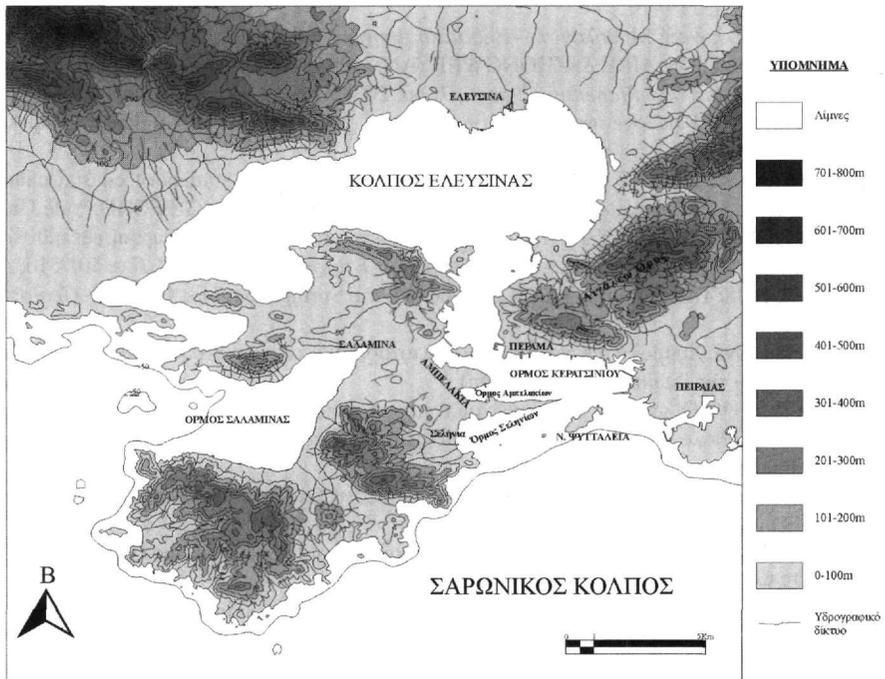
5. ΚΥΧΡΕΙΑ ΛΙΜΝΗ

Την παλαιολίμνη αυτή την ονομάσαμε «Κυχρεία Λίμνη» προς τιμήν του **Κυχρέα**, που σύμφωνα με τον μύθο είναι γιος του **Ποσειδώνα** και της **Νύμφης Σαλαμίνας**. Μια από τις παραδόσεις του νησιού θέλει τον γιο της Σαλαμίνας, Κυχρέα, ως τον ήρωα που απάλλαξε το νησί από ένα φοβερό δράκοντα. Ο Κυχρέας σκότωσε ένα φίδι, τον Όφιν, το οποίο κατέστρεφε το νησί και οι κάτοικοι της χώρας από ευγνωμοσύνη τον έκαναν βασιλιά



Εικ. 6: Παλαιογεωγραφικός χάρτης της ενρύτερης περιοχής Κόλπου Ελευσίνας – νήσου Σαλαμίνας πριν από 7.000 χρόνια.

Fig. 6: Paleo-geographical map of the greater area of Elefsina Bay and Salamina island 7000 years BP.



Εικ. 7: Η σημερινή τοπογραφία.

Fig. 7: Today's topography

τους. Διηγούνται επίσης (αυτή την παραλλαγή ακολουθεί ο Ησίοδος σε ένα απόσπασμα που μας διέσωσε ο Στράβωνας) πως αυτό το μυθικό φίδι το είχε αναθρέψει ο ίδιος ο Κυχρέας, αλλά το είχε διώξει από το νησί ο Ευρύλοχος. Τότε το ζώο κατέφυγε στην Ελευσίνα, δίπλα στη Δήμητρα, που το έκαμε έναν από τους υπηρέτες της. Ο Κυχρέας, συνδέεται και με το «ιερό φίδι», το οποίο όπως πίστευαν βοήθησε τους Έλληνες, στη ναυμαχία του 480 π.Χ., προκαλώντας σύγχυση στα περσικά πλοία. Κατά τη ναυμαχία της Σαλαμίνας ένα φίδι εμφανίστηκε μεταξύ των караβιών και το μαντέιο των Δελφών αποκάλυψε ότι ήταν η ενσάρκωση του Κυχρέα, που ήθελε να βοηθήσει τους Έλληνες.

Μία πιθανή εξήγηση του μύθου είναι η εξής: ο όφις είναι τα νερά τα οποία αφενός λόγω της ανόδου της στάθμης της θάλασσας κατακλύζουν χερσαίες εκτάσεις και αφετέρου η πιθανή μεταβαλλόμενη στάθμη των υδάτων της κλειστής λεκάνης (Κυχρεία λίμνη) είχε σαν αποτέλεσμα την κατάκλυση χερσαίων εκτάσεων αλλά και τη δημιουργία βάλτων, ελών, κλπ που δυσχέραιναν τη ζωή των κατοίκων. Ο Κυχρέας έρχεται και σκοτώνει το φίδι που κατατρώνει το νησί. Όμως ο Κυχρέας είναι απόγονος του Ποσειδώνα και της νύμφης Σαλαμίνας που είναι θεότητες του υγρού στοιχείου. Η ένωσή τους πρέπει να είναι το σμίξιμο της θάλασσας, του Σαρωνικού κόλπου, και των νερών της Παλαιολίμνης, που πραγματοποιήθηκε στα 4-5.000 χρόνια πριν από σήμερα, οπότε και σταθεροποιήθηκε το φυσικογεωγραφικό καθεστώς με την εδραίωση του κόλπου της Ελευσίνας ως θαλάσσιας λεκάνης και της Σαλαμίνας ως νησί.

Σημειωτέον ότι η **Σαλαμίς** και η αδερφή της **Αίγινα** ήσαν δύο από τις κόρες του **Ασωπού ποταμού**, ενός ποταμού που βρίσκεται στην Αίγινα και που σήμερα έχει αλλάξει δυστυχώς όνομα και είναι γνωστός ως Ρέμα της Σκοτεινής.

6. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ALLEN, H. 1990. A postglacial record from the Kopais basin, Greece.- In: *Man's Role in the Shaping of the Eastern Mediterranean Landscape*, Ed. 5, Bottema, G. Entjes-Nieborg and W. Van Zeist. Balkema, Rotterdam.
- BERGER, A., 1988. Milankovitch theory and climate.- *Review of Geophysics*, 26(4), pp. 624-657.
- CHAPPEL, J. & SHACKLETON, N., 1986. Oxygen isotopes and sea level. - *Nature*, 324, pp. 137-140.
- DUFF, D., 1993. Holme's Principles of Physical Geology. - *Chapman & Hall*, p.791.
- EMILIANI, C., 1971. The last interglacial: Paleotemperatures and Chronology.- *Science*, 171, pp. 571-3.
- GRIMAL, P., 1991. Λεξικό της ελληνικής και της ρωμαϊκής μυθολογίας.- Επιμ. Ελλην. Έκδοσης Βασ. Ατσάλος, Univ. Studio Press, 1193 σ.
- ΚΑΚΡΙΔΗΣ, Ι., 1986. Ελληνική Μυθολογία. - *Εκδοτική Αθηνών*
- JINSUN JI, NICOLE PETIT-MAIRE & ZHONGWEI YAN., 1993. The last 1000 Years climatic change in arid Asia and Africa.- *Global and Planetary Change*, 7, pp. 203-210.
- KRAFT, J.C. et al., 1977. Palaeogeographic reconstructions of coastal Aegean archaeological sites.- *Science*, 195: 941-7.
- KRAFT, J. C., BELKNAP, D.F. & DEMAREST, J.M., 1985. Geological studies of coastal change applied to archaeological settings. In: *Archaeological Geology*, Ed. G. RAPP and J.A.GIFFORD, Yale University Press.
- ΛΥΚΟΥΣΗΣ, Β. & ΑΝΑΓΝΩΣΤΟΥ Χ., 1992. Ιζηματολογική και παλαιογεωγραφική εξέλιξη του Σαρωνικού Κόλπου στο τέλος του Τεταρτογενούς. - *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρείας*, Τ. XXVIII/I, σ. 501-510, Αθήνα (1993).
- MARIOLAKOS, I., 1998. The geomorphological geotope of Lerni Springs (Argolis, Greece).- *Geologica Balcanica*, 28. 3-4, 101-108.
- ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, Η., 1998. Συμβολή των γεωτόπων στην ιστορία και την περιβαλλοντική ευαισθητοποίηση.- *Πρακτικά του Συνεδρίου της Σύρου* (υπό εκτύπωση).
- ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, Η., 1998. Οι φυσικογεωλογικές ρίζες του Αρχαιοελληνικού πολιτισμού και η αναδειξή τους με την οργάνωση γεωμυθολογικών πάρκων και γεωπολιτιστικών μονοπατιών.- *Πρακτικά του Συνεδρίου της Λέσβου* (υπό εκτύπωση).
- ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, Η., 1998. Μεταποπίσεις των ακτογραμμών του Σαρωνικού κατά τα τελευταία 18.000 χρόνια.- *Πρακτικά του Συνεδρίου του Πόρου* (υπό εκτύπωση).
- MARIOLAKOS, I. & STIROS, S., 1987. Quaternary deformation of the Isthmus and Gulf of Corinthos (Greece).- *Geology*, 15, 225-228
- MILANKOVITCH, M., 1941. Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf dem Eiszeitenproblem.- *Royal Serbian Sciences, Spec. Publ. 132*, Section of Mathematical and Natural Sciences, V. 33, Belgrade, 633 p.
- MORNER, N.- A., 1971. Eustatic changes during the last 20.000 years and a method of separating the isostatic and eustatic factors in an uplifted area.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 19, pp. 63-65.
- MORNER, N.- A., 1976. Eustasy and geoid.- *Journal of Geology*, 88 pp. 123-151.
- ΡΑΕΡΕ, R. & ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, Ι., 1984. Paleoclimatic reconstruction in Belgium and in Greece based on Quater-

- nary lithostratigraphic sequences.- *Proc. E.C. Climatology Programme Symposium*, Sophia Antipolis, France, 2-5 October 1984.
- PAEPE, R., 1986. Landscape changes in Greece as a result of changing climate during the quaternary.- In: *Desertification in Europe*, Eds.: R. FAÍTECHI and N. MARGARIS. D. RIEDEL Pub. Co.
- PAEPE, R. & OVERLOOP, v.E., 1989. River and soils cyclicities interfering with sea level changes.- In: *Greenhouse Effect, Sea Level and Drought*, Eds.: R. PAEPE, et al., NATO ASI Series, Series C, V. 325, pp. 253-280.
- ΠΑΛΛΑΣ, Δ. 1987. Αρχαιολογικές επισημάνσεις στη Σαλαμίνα, *Αρχ. Δελτίο*, T. 42, Μέρος Α' Μελέτες, 169-230, Αθήνα 1994.
- PAPANIKOLAOU, D., LYKOYSIS, 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, pp. 167-176.
- ΠΑΥΣΑΝΙΟΥ. Ελλάδος περιήγησις - Αττικά.- Μετάφραση Νικ. Παπαχατζή. *Εκδοτική Αθηνών*, 1999.
- PHILIPPSON, A., 1892. *Der Peloponnes*.- Berlin.
- POPE, K. & Van ANDEL, Tj. H., 1984. Late Quaternary alluviation's and soil formation in the southern Argolid: its history, causes and archaeological implications.- *Journal of Archaeological Science*, 11, pp. 281-306.
- POUQUEVILLE, F.-C.-H.-L.-, 1820. *Voyage dans la Grece*.- Peloponnes. Μετάφραση Ν. Μολφέτα, Αθήνα 1997.
- RANKE-GRAVES, R. von, 1955. Griechische Mythologie. Quellen und Deutung, *Rowolts Deutsche Enzyklopadie*, B 2.
- RAPP, G. & GIFFORD, J.A., 1982. Troy. The Archaeological Geology.- Supplementary Monograph 4, *University of Cincinnati*, Princeton University Press.
- RICHTER, D. ANAGNOSTOU, C. & LYKOUSIS, V. 1992. Aragonite whittings of Pliocene and Pleistocene age in the area of Corinth.- *Δ.Ε.Γ.Ε.* XXVIII/1, 219-231.
- ROBERTS, N., 1989. *The Holocene: An Environmental History*.- *Basil Blackwell*, Oxford.
- SCHWARZ, L. M. & TZIAVOS, CH., 1975. Sedimentary provinces of the Saronic Gulf system.- *Nature*, 257, pp. 573-575.
- VITA-FINZI, C., 1969. *The Mediterranean Valleys*.- *Cambridge University Press*.
- ZANGGER, E., 1991. Prehistoric Coastal Environments in Greece: The vanished Landscapes of Dimini Bay and Lake Lerna.- *J. Field A.*, 18 (1991) pp. 1-15.

ΤΟ «ΠΛΩΤΟ» ΕΛΟΣ ΤΗΣ ΛΙΜΝΗΣ ΒΟΥΛΚΑΡΙΑΣ (Ν. ΑΙΤΩΛΟΑΚΑΡΝΑΝΙΑΣ)*

Α. ΜΠΟΥΖΙΝΟΣ¹, Σ. ΠΑΠΑΖΗΣΙΜΟΥ¹, Κ. ΧΡΗΣΤΑΝΗΣ¹ & Π.Κ. ΤΖΕΔΑΚΗΣ²

ΣΥΝΟΨΗ

Η λίμνη της Βουλκαρίας βρίσκεται στο βορειοδυτικό τμήμα του νομού Αιτωλοακαρνανίας και καλύπτει έκταση 9.400 στρεμμάτων. Πάνω στη λίμνη αναπτύσσεται το μοναδικό «πλωτό» (επιπλέον) έλος στην Ελλάδα. Η ελοφυτική βλάστηση που φύεται περιμετρικά της λίμνης παρουσιάζει ζώνωση. Επικρατούν τα είδη *Phragmites australis*, *Scirpus lacustris*, *Cladium mariscus*, *Typha* spp., *Carex* spp. και *Salix* spp. Η τυρφογένεση ξεκίνησε πριν από 1450 χρόνια περίπου στο νότιο τμήμα της λίμνης και συνεχίστηκε με μέσο ρυθμό 0,8 mm/yr. Η τύρφη περιέχει κυρίως ρίζες, καρπούς *Cladium mariscus*, *Carex* spp., καθώς και ξυλώδη τεμάχια από ιτιές. Η απόθεσή της γίνεται σε λιμνοτελματικό περιβάλλον.

ABSTRACT

The 940-ha-large Voulkaria lake is located in a Quaternary graben at the northwestern edge of Aitolioakarnania province, Western Greece. It is a shallow lake with a maximum depth of 2.5 m. A small fen forms at the southern shore of the lake. Neogene sediments (marls, sandstones and conglomerates) and alluvial deposits form the northwestern and southeastern parts of the graben, while red soils (terra rossa) cover the northern part.

Helophytes thrive along the shore of the lake. The dominant species are *Phragmites australis*, *Scirpus lacustris*, *Cladium mariscus*, *Typha* spp., *Salix* spp. Helophytic vegetation also grows on a floating mat which consists of aquatic plants and roots of some helophytes.

Peat displays a homogenous matrix. The degree of humification after von Post ranges between 7-8. The peat contains mainly fine roots, epidermic fragments of *Phragmites australis*, fruits and seeds from *Cladium mariscus*, *Carex* spp. and woody tissues of *Salix* spp. Moisture and ash contents lie between 56-82% and 37-63%, respectively. Palynomorphs of upland and helophytic vegetation were recognized in the sediments. Radiocarbon dating suggests that peat accumulation started some 1450 years ago.

The floating mire of Voulkaria lake is one of the most important wetlands of Amvrakikos Gulf. It consists a unique ecosystem in our country, the conservation of which should be of high priority because of its ecological value.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Πλωτό (επιπλέον) έλος, πλωτά (επιπλέοντα) νησιά, τύρφη, Ελλάδα

KEY WORDS: Floating mire, floating islands, peat, Greece

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η λίμνη Βουλκαρία βρίσκεται στο ΒΔ άκρο του Ν. Αιτωλοακαρνανίας και ΝΔ του Αμβρακικού κόλπου (Εικ. 1). Καλύπτει έκταση 9.400 στρεμμάτων περίπου. Πρόκειται για ρηχή λίμνη με μέγιστο βάθος 2,5 m. Η μέση στάθμη της λίμνης βρίσκεται +1,3 m από την επιφάνεια της θάλασσας και εμφανίζει διακυμάνσεις (± 30 cm), οι οποίες επηρεάζονται θετικά από τις βροχοπτώσεις και αρνητικά από τις αρδεύσεις. Η λίμνη παλαιότερα ήταν υφάλμυρη λόγω της επικοινωνίας της με τη θάλασσα. Η αποκοπή έγινε τεχνητά και σταδιακά το νερό μετατράπηκε σε γλυκό. Το νερό σήμερα χρησιμοποιείται για άρδευση. Κατά τη διάρκεια του χειμώνα η λίμνη υπερχειλίζει προς τη θάλασσα, ενώ κατά το καλοκαίρι θαλασσίνο νερό εισρέει στη λίμνη. Λόγω της πλούσιας πανίδας και χλωρίδας, καθώς επίσης και της γεινιάσσης με το σύστημα υδροτόπων της ευρύτερης περιοχής του Αμβρακικού κόλπου, η λίμνη προστατεύεται από διεθνείς συμβάσεις (Ramsar, IBA, Βαρκελώνης) κι έχει ενταχθεί στο πρόγραμμα προστασίας Natura 2000 (Dafis et al., 1996).

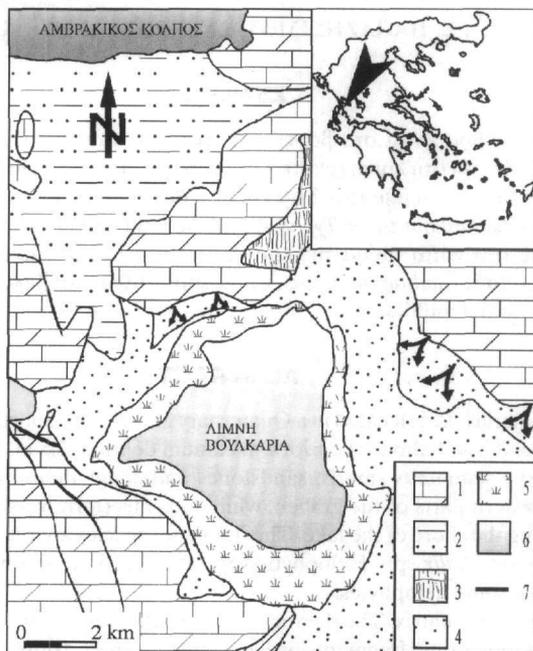
* THE FLOATING MIRE OF VOULKARIA LAKE (PREFECTURE OF AITOLOAKARNANIA)

1. Department of Geology, University of Patras, GR-265.00 Rio-Patras

2. School of Geography, University of Leeds, Leeds LS2 9JT, UK

2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΟ ΠΛΑΙΣΙΟ

Οι προ-Νεογενείς σχηματισμοί ανήκουν στην Ιόνια ζώνη. Τα πετρώματα που εμφανίζονται στην ευρύτερη περιοχή της λίμνης (Εικ. 1) είναι λευκοί δολομιτικοί ασβεστόλιθοι Τριαδικο-Ιουρασικής ηλικίας και Ιουρασικοί ασβεστόλιθοι έντονα καρστικοποιημένοι (BP, 1971).



Εικ. 1: Γεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής της λίμνης Βουλκαρίας (1: Μεσοζωϊκοί σχηματισμοί, 2: Νεογενή ιζήματα, 3: Ερυθρογή, 4: Αλλουβιακές αποθέσεις, κορήματα, 5: Ελοφυτική βλάστηση, 6: Λίμνη, θάλασσα, 7: Ρήγμα).

Fig. 1: Geological map of the surrounding area of Voukaria Lake (1: Mesozoic formations, 2: Neogene sediments, 3: Terra rossa, 4: Alluvial deposits, Scree, 5: Helophytic vegetation, 6: Lake, Sea, 7: Fault).

Οι Νεογενείς σχηματισμοί αναπτύσσονται κυρίως ΒΔ και ΝΑ της λίμνης (Εικ. 1). Οι σχηματισμοί αυτοί αποτελούνται από μάργες, ψαμίτιες και κροκαλοπαγή. Οι αλλουβιακές αποθέσεις αποτελούνται από λεπτομερή κλαστικά υλικά, κυρίως αργίλους και άμμους, ενώ στο νότιο τμήμα της λίμνης απαντώνται οργανικά ιζήματα. Πλευρικά κορήματα εμφανίζονται στα ΝΔ της λίμνης. Στη ΒΑ πλευρά της απαντάται σχηματισμός ερυθρογής (terra rossa) μέγιστου πάχους 2 m (Λεοντάρης, 1972). Η λίμνη της Βουλκαρίας βρίσκεται σε τάφρο, η οποία σχηματίστηκε από ρήγματα ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνσης. Στην παρόχθια περιοχή της λίμνης φύεται πυκνή ελόβια βλάστηση.

3. ΣΚΟΠΟΣ ΤΗΣ ΕΡΓΑΣΙΑΣ

Η παρούσα εργασία αποτελεί τμήμα ερευνητικού προγράμματος, σκοπός του οποίου ήταν ο προσδιορισμός των γεωλογικών και οικολογικών παραγόντων που επηρεάζουν την τυρφογένεση στους Ελληνικούς τυρφώνες. Μέσω αυτού επιχειρείται μια πολύπλευρη προσέγγιση με στόχο την κατανόηση των συνθηκών που επηρεάζουν τον σχηματισμό και την εξελικτική πορεία του έλους της Βουλκαρίας.

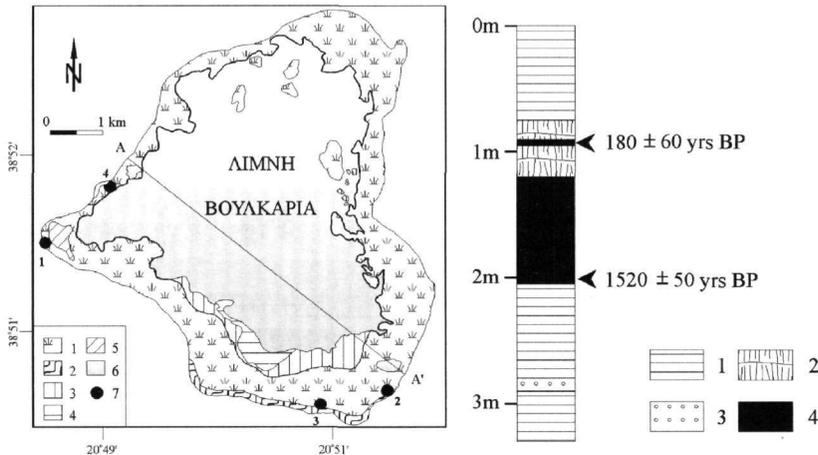
4. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Η εργασία υπαίθρου πραγματοποιήθηκε κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού του 1995. Χαρτογραφήθηκε η έκταση που καταλαμβάνεται από τα κυριότερα είδη των ελόβιων και υδροβίων φυτών, που απαρτίζουν τη φυτοκάλυψη του έλους. Στο δυτικό και το νότιο τμήμα του τυρφώνα πραγματοποιήθηκαν τέσσερα διατρήματα συνολικού μήκους 10,20 m, μέχρι μέγιστου βάθους 4 m περίπου. Στο ανατολικό και βόρειο τμήμα δεν πραγματοποιήθηκαν διατρήματα, γιατί η πρόσβαση ήταν αδύνατη λόγω της πυκνής παρόχθιας βλάστησης. Οι πυρήνες

των διατρημάτων εξετάστηκαν μακροσκοπικά επιτόπου και προσδιορίστηκε ο βαθμός χουμίωσης της τύρφης σύμφωνα με τη μέθοδο von Post (Schneekloth, 1981).

Σε 5 δείγματα από τη θέση B-2 (Εικ. 2) προσδιορίστηκαν η υγρασία με ξήρανση για 48 ώρες στους 105°C και η τέφρα με καύση σε φούρνο επί 4 ώρες στους 550°C.

Δώδεκα δείγματα από τη θέση B-2 υπέστησαν επεξεργασία με τη μέθοδο των Berglund and Ralska-Jasiewiczowa (1986) και στη συνέχεια εξετάστηκαν παλυνολογικά. Το συνολικό άθροισμα αναφοράς περιλαμβάνει κόκκους γύρης από μη υδρόβια Αγγειόσπερμα, εξαιρουμένων των Πτεριδοφύτων. Και αυτό γιατί τα τελευταία δείχνουν υπερβολικές διακυμάνσεις ως αποτέλεσμα υπερβολικής συγκέντρωσής τους τοπικά και/ή διαφορετικής διατήρησής τους. Το παλυνολογικό διάγραμμα σχεδιάστηκε με τη βοήθεια του προγράμματος Psimpoll του K.D. Bennett, Uppsala (Εικ. 4).



Εικ. 2: Χάρτης φυτοκάλυψης του έλους Βουλκαρίας ανάλογα με το επικρατούν είδος (1: *Phragmites australis*, 2: *Scirpus lacustris*, 3: *Typha spp.*, 4: *Cladium mariscus*, 5: *Carex spp.*, 6: Λίμνη, 7: Θέση διατρήματος) και γεωλογική τομή του πυρήνα B-2 (1: άργιλος, 2: οργανογενής λάσπη, 3: άμμος, 4: τύρφη).

Fig. 2: Phytological map of the Voukaria mire. The vegetation zones are distinguished according to the dominant species (1: *Phragmites australis*, 2: *Scirpus lacustris*, 3: *Typha spp.*, 4: *Cladium mariscus*, 5: *Carex spp.*, 6: Lake, 7: Coring site) and geological profile of B-2 core (1: clay, 2: detrital mud, 3: sand, 4: peat).

Ακόμα λήφθησαν 5 δείγματα (σε βάθη 130, 140, 160, 185 και 195 cm κάτω από την επιφάνεια) από την ίδια θέση και εξετάστηκαν παλαιοβοτανικά από τον Dr. J. Schwaar, Lengfeld, Γερμανία. Τέλος σε δύο δείγματα τύρφης (διάτρημα B-2, βάθη 90-95 και 200-205 cm, βλ. Εικ. 2) πραγματοποιήθηκαν χρονολογήσεις στο Κέντρο Ιστοτοπικών Ερευνών του Groningen (Κάτω Χώρες) με τη συμβατική μέθοδο του ^{14}C .

5. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Περιμετρικά της λίμνης Βουλκαρίας αναπτύσσονται κοινωνίες ελοφύτων, οι οποίες παρουσιάζουν ζώνωση (Εικ. 2), φαινόμενο σύνθησε σε παρόχθια έλη (Christanis, 1992). Από τα χερσαία προς τα πιο υγρά τμήματα της λίμνης διακρίνονται δύο ζώνες: η ζώνη *Phragmites-Scirpus-Cyperus* και η ζώνη *Cladium-Typha*.

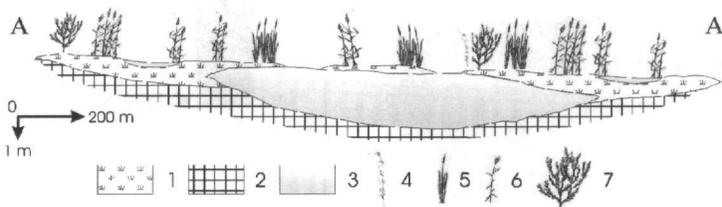
Ζώνη *Phragmites-Scirpus-Cyperus*: Καταλαμβάνει σχετικά τη μεγαλύτερη έκταση. Το μέγιστο πλάτος (1 km) βρίσκεται στο νότιο τμήμα, όπου αναπτύσσεται ο τυρφώνας. Στο μεγαλύτερο τμήμα της κυριαρχούν άτομα των ειδών *Phragmites australis*, *Scirpus lacustris*, καθώς και διάφορα *Cyperaceae*. Ακόμα συμμετέχουν *Iris pseudacorus*, *Sparganium spp.*, *Equisetum spp.*, *Eleocharis palustris* και *Salix spp.* Στα νοτιοδυτικά αναπτύσσεται μια στενή ζώνη *Carex spp.* Η Κουμπλή-Σοβαντζή (1983) προσδιόρισε άτομα των ειδών *Carex vulpina* και *C. divisa*. Ακόμα μέσα σε νερόλακκους απαντάται το υδρόβιο επίπλευστο *Azolla filliculoides*.

Γενικά παρατηρείται ότι στα ξηρότερα τμήματα της ζώνης κυριαρχούν *Scirpus lacustris* και άτομα της οικογένειας *Cyperaceae*, ενώ τα άτομα του είδους *Phragmites australis* φύονται στα πιο υγρά τμήματα ή και μέσα στο νερό.

Ζώνη *Cladium-Typha*: Αναπτύσσεται στη νότια εσωτερική όχθη της λίμνης (Εικ. 2). Κυριαρχούν *Cladium mariscus* και *Typha spp.* Σε κάποιες θέσεις υπερτερεί αριθμητικά το ένα είδος και αλλού το άλλο. Συχνά απαντώνται και ιτιές (*Salix*).

Στη λίμνη Βουλκαρία παρατηρείται μια διαφοροποίηση ως προς την ανάπτυξη της φυτοκάλυψης από τη χέρσο προς το εσωτερικό της (Εικ. 2). Ένα τμήμα της βλάστησης αναπτύσσεται πάνω στα χερσαία και τα ρηχά μέρη της, ενώ κάποιο άλλο επιπλέει στην επιφάνεια της λίμνης. Πρόκειται δηλαδή για ένα **επιπλέον ή πλωτό έλος** (αγγλ. floating mire ή quangmire, γερμ. Schwingmoor). Σημειώνεται ότι πλωτό έλος εντοπίζεται και μελετάται για **πρώτη φορά** στην Ελλάδα.

Τα επιπλέοντα έλη αναπτύσσονται συνήθως στις εσωτερικές όχθες ρηχών λιμνών και μπορεί να θεωρηθούν ως το αρχικό στάδιο εξέλιξης ενός τυρφώνα (Sjfrs, 1983; McCabe, 1984). Σημαντικό ρόλο στη δημιουργία ενός επιπλέοντος έλους διαδραματίζει η συχνή διακύμανση της στάθμης της λίμνης, η οποία ουσιαστικά προκαλεί την αποκόλληση του ριζικού συστήματος των ελόβιων φυτών από τον πυθμένα. Νέα ελόφυτα φύονται πάνω στο πυκνό ριζικό σύστημα, το οποίο δημιουργεί ένα πλέγμα, που επιπλέει πάνω στην επιφάνεια του νερού (floating mat), χάρη στον αέρα που μπορεί να κυκλοφορεί μέσα στους ιστούς των φυτών ή/και στα παραγόμενα αέρια (π.χ. CH_4 από την αναερόβια σήψη) που εγκλωβίζονται από κάτω. Το πλέγμα των ριζών κατά κανόνα έχει πάχος από 50 μέχρι 100 cm. Κάτω από κατάλληλες συνθήκες μπορεί να αποθεθεί στον πυθμένα της λίμνης φυτικό κλαστικό υλικό (ως οργανογενής λάσπη) αποσπώμενο από το υπερκείμενο ριζικό πλέγμα και να πληρώσει τον χώρο μεταξύ του πυθμένα και του επιπλέοντος ριζικού πλέγματος. Το αποτέλεσμα είναι η χέρσωση (terrestrialisation) της λίμνης (Junk, 1983).



Εικ. 3: Σχηματική τομή του έλους Βουλκαρίας (1: Πλωτό έλος, 2: Υπόστρωμα έλους, 3: Λίμνη 4: *Cladium mariscus*, 5: *Typha spp.*, 6: *Phragmites australis*, 7: *Salix spp.*).

Fig. 3: Schematic section of Voulkaria mire (1: Floating mire, 2: Mire substrate, 3: Lake, 4: *Cladium mariscus*, 5: *Typha spp.*, 6: *Phragmites australis*, 7: *Salix spp.*).

Συχνά εμφανίζεται το φαινόμενο να αποκολλώνται συστάδες φυτών, οι οποίες με τη βοήθεια του ανέμου μεταφέρονται από τη μια πλευρά της λίμνης προς την άλλη. Οι συστάδες που αποσπώνται και επιπλέουν μέσα στη λίμνη ονομάζονται **επιπλέοντα** ή **πλωτά νησιά** (floating islands). Παρόμοιες περιπτώσεις επιπλέοντων νησιών αναφέρονται από το έλος της Lagoon of Islands στην Τασμανία (Tyler, 1976), το παρόχθιο έλος με *Cyperus papyrus* της λίμνης Βικτώριας στην Αφρική (Thompson, 1976), τα έλη Okefenokee στη Georgia των ΗΠΑ (Hofstetter, 1983), τη λίμνη Khanka στη Ρωσία (Botch and Masing, 1983). Στη χώρα μας η πρώτη αναφορά για επιπλέοντα νησιά προέρχεται από τον Θεόφραστο στο έργο του «Περί Φυτών Ιστορία» (Κεφ. XII, Στ. 4), όπου αναφέρεται στις «πλοάδες νήσους» της λίμνης Κωπαΐδας.

Στην περίπτωση της Βουλκαρίας (Εικ. 3), το πλωτό στρώμα (floating mat) σχηματίζεται από ρίζες υδρόβιων και ελόβιων φυτών (*Typha spp.*, *Phragmites australis*, *Cladium mariscus*). Το στρώμα των ριζών είναι τόσο πυκνό, ώστε είναι δυνατόν να αναπτυχθούν μέχρι και δένδρα (*Salix spp.*) πάνω σε αυτό. Το πάχος του είναι άγνωστο, γιατί η προσπέλαση ήταν τεχνικά αδύνατη και επομένως δεν κατέστη εφικτή η διάτρησή του.

Στο νότιο τμήμα του έλους διατρήθηκαν ανόργανα ιζημάτα, τα οποία εναλλάσσονται με οργανικά. Ο βαθύτερος σχηματισμός που διατρήθηκε είναι άργιλος καστανού χρώματος, κατά θέσεις χουμώδης και αμμούχα. Προς τα πάνω περιέχονται απολιθώματα και φυτικά υπολείμματα. Η τύρφη υπέρκειται της άργιλου και εναλλάσσεται με αργιλούχα οργανογενή λάσπη. Ο σχηματισμός των οργανογενών ιζημάτων καλύπτεται από πλαστική άργιλο χρώματος φαιού, καστανού, η οποία περιέχει σιδηρούχα συγκρίμματα. Η άργιλος στη θέση του διατρήματος B-2 έχει χερσαία προέλευση. Στο δυτικό τμήμα διατρήθηκαν λεπτόκοκκες άμμοι, αργιλόχυες λυδές και άργιλοι με μικρές κροκάλες. Η τύρφη εμφανίζει ομοιογενή δομή και ο βαθμός χουμώσεως είναι 7-8 κατά von Post. Το χρώμα της είναι σκούρο φαιό έως καστανό. Μακροσκοπικά παρατηρήθηκαν φυτικά υπολείμματα από *Phragmites australis* και *Iris pseudacorus*.

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα των παλαιοβοτανικών προσδιορισμών, μέσα στην τύρφη απαντώνται κυρίως ριζίδια, καρποί και ασκίδια *Cladium mariscus*. Σημαντική παρουσία έχουν ξυλώδη τεμάχια ιτιάς (*Salix spp.*). Ασκίδια *Carex pseudocyperus* και *C. riparia*, αλλά και καρποί διαφόρων *Carex* εμφανίζονται σε μικρότερα πο-

σοστά μέσα στην τύρφη. Ακόμα στο δείγμα B2/140-145, προσδιορίστηκαν καρποί *Typha latifolia*, το υδρόβιο *Hippuris vulgaris*, ενώ σε ίχνη εμφανίζονται τριχίδια *Nymphaea* spp. Η παρουσία τους δηλώνει αυξημένη στάθμη νερού.

Τα αποτελέσματα των εργαστηριακών προσδιορισμών της τύρφης παρουσιάζονται στον Πίνακα 1. Η υγρασία κυμαίνεται από 57,85-81,72%, ενώ η περιεκτικότητα σε τέφρα (επί ξηρού) από 37,06-62,52% και σε οργανικό υλικό (επί ξηρού) από 37,48-62,94%. Με βάση την ταξινόμηση των Cameron et al. (1989), Gföttlich (1990) και το ποσοστό της τέφρας επί ξηρού (>37%), τα οργανικά ιζήματα που διατρήθηκαν κατατάσσονται στην αργιλούχα τύρφη (clayey peat).

Βάθος (cm)	Υγρασία (%)	Τέφρα (επί ξηρού, %)	Οργ. Υλικό (επί ξηρού, %)
90-95	57,85	62,52	37,48
120-140	68,93	58,62	41,38
140-160	87,00	37,65	62,35
160-180	81,17	37,06	62,94
180-200	81,72	45,60	54,40

Πίνακας 1: Αποτελέσματα εργαστηριακών προσδιορισμών των δειγμάτων στη θέση B-2.
Table 1: Laboratory results of the B-2 peat samples.

Οι ραδιοχρονολογήσεις των δειγμάτων που λήφθηκαν από βάθη 90 cm και 220 cm κάτω από την επιφάνεια έδωσαν ηλικίες ^{14}C 180 ± 60 yrs BP και 1520 ± 50 yrs BP αντίστοιχα. Αυτές οι τιμές αντιστοιχούν σε βαθμονομημένες ηλικίες 1818 ± 120 μ.Χ. και 537 ± 101 μ.Χ. αντίστοιχα (Stuiver and Becker, 1993). Με βάση τα προηγούμενα στοιχεία προκύπτει, ότι ο μέσος ρυθμός ιζηματογένεσης για όλη τη στρωματογραφική ακολουθία είναι 1,3 mm/yr, τιμή που χαρακτηρίζεται υψηλή για το Ολόκαινο. Από την άλλη πλευρά ο ρυθμός απόθεσης της τύρφης για βάθη 90-200 cm είναι 0,8 mm/yr περίπου. Είναι παρόμοιος με τους ρυθμούς απόθεσης τύρφης στην Ελλάδα κατά το Ολόκαινο, όπως αυτοί υπολογίστηκαν στους τοπογενείς τυρφώνες Καλοδικίου (0,6 mm/yr), Νησίου (0,7 mm/yr), Φιλίππων (0,5-1 mm/yr) και Κερίου (1,0 mm/yr) (Botis et al., 1993; Christanis, 1983; 1992; 1994; Papazisimou et al., 2000).

Από τους παλυνολογικούς προσδιορισμούς διαπιστώθηκε, ότι τα δείγματα παρουσιάζουν διαφοροποίηση, τόσο ως προς τον βαθμό διατήρησης, όσο και ως προς τη συγκέντρωση των γυρεοκόκκων. Από τους προσδιορισμούς προέκυψαν πέντε αντιπροσωπευτικές βιοζώνες (Εικ. 4).

Ζώνη V-1 (280-300 cm): Στη ζώνη αυτή κυριαρχούν τα Compositae Liguliflorae με συχνότητα πάνω από 68%, ενώ ακόμα συμμετέχουν Gramineae, Cyperaceae και Compositae Tubuliflorae. Οι συγκεντρώσεις και η ποικιλία σε κόκκους είναι περιορισμένες. Φαίνεται ότι η απολιθωμένη φυτοκοινωνία είναι αποτέλεσμα διεργασιών, που έλαβαν χώρα μετά την απόθεση των ιζημάτων και ότι αερόβιες συνθήκες είχαν ως συνέπεια τη διαφορετική διατήρηση των γυρεοκόκκων, εξαιτίας της οποίας οι ανθεκτικοί στην αποσύνθεση γυρεοκόκκοι των Compositae Liguliflorae εμφανίζονται να υπερτερούν.

Ζώνη V-2 (210-280 cm): Στο πρώτο τμήμα της ζώνης αυξάνονται ταυτόχρονα η συχνότητα των γυρεοκόκκων των δένδρων (κυρίως των φυλλοβόλων *Quercus*, αλλά και διαφόρων ειδών Μεσογειακής βλάστησης) και οι ολικές συγκεντρώσεις γυρεοκόκκων. Στο δεύτερο τμήμα της ζώνης αυξάνονται οι συγκεντρώσεις των μη δενδρικών ειδών, ενώ μειώνονται οι ολικές συγκεντρώσεις των κόκκων. Αξιοσημείωτο είναι το μέγιστο των *Pediastrum* και *Isoetes*, που δηλώνουν περιβάλλον με βαθιά νερά.

Ζώνη V-3 (150-210 cm): Αυτή η ζώνη χαρακτηρίζεται από αυξημένη παρουσία γυρεοκόκκων που προέρχονται από τη βλάστηση της γύρω περιοχής. Τα φυλλοβόλα και αειθαλή είδη *Quercus*, *Olea*, *Pistacia*, *Phillyrea* και *Fraxinus* δηλώνουν την παρουσία Μεσογειακών φυτοκοινωνιών. Οι τιμές των υδρόβιων φυτών μειώνονται σημαντικά υποδηλώνοντας υποχώρηση των συνθηκών ανοιχτής (βαθιάς) λίμνης.

Ζώνη V-4 (85-150 cm): Οι γυρεοκόκκοι των δένδρων και οι ολικές συγκεντρώσεις εμφανίζουν προοδευτική μείωση, ενώ η αύξηση των τιμών των Cyperaceae και των υδρόβιων δείχνουν την επικράτηση περιβάλλοντος με ρηγά νερά και τελματικές συνθήκες. Οι σπόροι των Πτεριδόφυτων με ένα γενετικό άνοιγμα (*Dryopteris?*), που συνυπάρχουν με την ελόβια βλάστηση (*Phragmites*), δείχνουν σημαντική αύξηση. Ακόμα η αυξημένη συγκέντρωση που παρουσιάζουν τα απανθρακωμένα θραύσματα (καρβουνάκια) πιθανά οφείλεται σε πυρκαγιά που εκδηλώθηκε στην επιφάνεια του τυρφώνα. Στο ανώτερο τμήμα της ζώνης (85-115 cm) οι γυρεοκόκκοι δεν είναι καλά διατηρημένοι, ενώ σε ένα δείγμα (από βάθος 100 cm) αυτοί αυξάνουν παντελώς.

λή των υδρολογικών συνθηκών επέτρεψε την ανάπτυξη ελόβιας βλάστησης κατά μήκος της όχθης. Αυτό προκύπτει και από το παλυνολογικό διάγραμμα, με την αύξηση των γυρεοκόκκων των Cyperaceae και *Phragmites australis*. Στη γύρω περιοχή παρατηρείται αύξηση της δενδρούδους βλάστησης Μεσογειακού τύπου (*Olea*, *Pistacia*, *Phillyrea* και *Fraxinus*).

- γ. Προς το τέλος της περιόδου (ζώνη V-5) παρατηρείται αύξηση των γυρεοκόκκων υδροβίων φυτών, που υποδηλώνει την επαναφορά των συνθηκών ανοικτής (βαθιάς) λίμνης. Η τυρφογένεση διακόπηκε και αποτέθηκε πρώτα αργιλούχα οργανική λάσπη και στη συνέχεια άργιλος. Σήμερα η ελόβια βλάστηση αναπτύσσεται γύρω από τη λίμνη, ενώ ένα τμήμα της επιπλέει στην επιφάνεια του νερού. Λόγω αδυναμίας πρόσβασης, δεν κατέστη δυνατή η χαρτογράφηση του επιπλέοντος τμήματος του έλους.

7. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στην παρόχθια περιοχή της λίμνης Βουλκαριάς αναπτύσσεται ένα τοπογενές έλος. Η βλάστηση αποτελείται κυρίως από άτομα των ειδών *Cladium mariscus*, *Phragmites australis*, καθώς και διάφορα είδη των γενών *Typha*, *Carex* και *Salix*. Πριν από 1450 χρόνια περίπου, στο νότιο τμήμα της λίμνης ξεκίνησε η απόθεση τύρφης και άλλων λιμνοτελματικών ιζημάτων με μέσο ρυθμό 1,3 mm/yr. Η τύρφη αποτελείται κυρίως από φυτικά υπολείμματα και καρπούς των *Cladium mariscus*, *Phragmites australis*, *Carex* spp. και *Salix* spp.

Μεγάλο τμήμα του έλους επιπλέει στην επιφάνεια της λίμνης και συνιστά το μοναδικό «πλωτό» έλος στην Ελλάδα, καθώς δεν έχει περιγραφεί κανένα άλλο παρόμοιο μέχρι σήμερα. Πρόκειται για έναν σημαντικό για τη χώρα μας γεώτοπο, που μαζί με τη λίμνη αποτελούν τμήμα του συστήματος υδροτόπων της ευρύτερης περιοχής του Αμβρακικού κόλπου, μιας περιοχής με ιδιαίτερη οικολογική σημασία.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Οι συγγραφείς ευχαριστούν τους Dr. Jórgen Schwaar, Lengfeld, Γερμανία, για τους παλαιοβοτανικούς προσδιορισμούς, και τον Dr. Johannes van der Plicht και την ερευνητική του ομάδα στο Κέντρο Ισοτοπικών Ερευνών του Groningen, Κάτω Χώρες, για τις χρονολογήσεις των δυο δειγμάτων με τη μέθοδο του ¹⁴C.

Η έρευνα χρηματοδοτήθηκε από τη Γενική Γραμματεία Ερευνας και Τεχνολογίας μέσω του προγράμματος ΠΕΝΕΔ 95ΕΔ845.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- BERGLUND, Å. Å. & RALSKA-JASIEWICZOWA, M. 1986. Pollen analysis and pollen diagrams. In Berglund, B. E. (ed.), *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*, 455-484 (Wiley Chichester).
- BOTCH, S. M. & MASING, V. V. 1983. Mires ecosystem in the U.S.S.R. In Gore A. J. P. (ed.), *Ecosystem of the world 4B, Mire: Swamp, Bog, Fen and Moor. Regional studies*, 95-152 (Elsevier Amsterdam).
- BOTIS, A., BOUZINOS, A. & CHRISTANIS, K. 1993. The geology and palaeoecology of the Kalodiki peatland, western Greece. *Int. Peat Journal* 5, 25-34.
- BP, British Petroleum Co Ltd. 1971. *The geological results of Petroleum exploration in western Greece*. Ειδικές μελέτες επί της Γεωλογίας της Ελλάδας, No 10, 73 σελ. (Ι.Γ.Ε.Υ. Αθήνα).
- CAMERON, C. C., ESTERLE, J. S. & PALMER, C. A. 1989. The geology, botany and chemistry of selected peat-forming environments from temperate and tropical latitudes. *Int. J. Coal Geol.* 12, 105-156.
- CHRISTANIS, K. 1983. Ein Torf erzählt die Geschichte seines Moores. *Telma* 13, 19-32.
- CHRISTANIS, K. 1992. Rezente Torfbildung im Verlandungsgürtel griechischer Seen: Das Beispiel des Klein-Prespa-Niedermoores. *Telma* 22, 27-35.
- CHRISTANIS, K. 1994. The genesis of the Nissi peatland (NW Greece), as an example of peat and lignite deposit formation in Greece. *Int. J. Coal Geol.* 26, 63-77.
- DAFIS, S., PAPASTERGIADOU, E., GEORGHIOU, K., BABALONAS, D., GEORGIADIS, T., PAPAGEORGIOU, M., LAZARIDOU, T. & TSIAOUSSI, V. 1996. *Directive 92/43/EEC THE GREEK "HABITAT" PROJECT NATURA 2000: AN OVERVIEW*, 893 pp. (Greek Biotope/Wetland Center Thessaloniki).
- GÖTTLICH, K. H. 1990. *Moor- und Torfkunde*, 3. Aufl., 529 S. (Schweizerbart Stuttgart).
- HOFSTETTER, R. H. 1983. Wetland in the United States. In Gore, A. J. P. (ed.) *Ecosystem of the world 4B, Mire: Swamp, Bog, Fen and Moor. Regional studies*, 201-244 (Elsevier Amsterdam).
- JUNK, W. J. 1983. Ecology of swamps on the Middle Amazon. In Gore, A. J. P. (ed.) *Ecosystem of the world 4B, Mire: Swamp, Bog, Fen and Moor. Regional studies*, 269-293 (Elsevier Amsterdam).
- ΚΟΥΜΠΛΗ-ΣΟΒΑΝΤΖΗ, Α. 1983. *Ερευνες στα Τραχειόφωνα των λιμνών και άλλων υδροβιοτόπων της Αιτωλοακαρνανίας*. Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών, σελ. 346.

- ΛΕΟΝΤΑΡΗΣ, Ν.Σ. 1972. Γεωλογικά και μορφολογικά έρευνα επί της περιοχής της λίμνης Βουλκαρίας. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.* **9,2**, 286-303.
- McCABE, J. P. 1984. Depositional environments of coal and coal-bearing strata. In Rahmani, R. A. & Flores, R. M. (eds), *Sedimentology of coal and coal-bearing sequences. Int. Ass. of Sedim., Special Publication 7*, 13-42.
- PAPAZISIMOU, S., BOUZINOS, A., CHRISTANIS, K. & TZEDAKIS, P. C. 2000. Geological study of the asphalt fen of Keri, Zakynthos island, Hellas. Proc. 11th Int. Peat Congress (Québec, 6-12.8.2000), vol 1, 58-69.
- SCHNEEKLOTH, H. 1981. Kartierung von Mooren. In Bender, F. (Hrsg.) *Angewandte Geowissenschaften* 1, 35-37 (Enke Stuttgart).
- SJÖRS, H. 1983. Mires of Sweden. In Gore, A. J. P. (ed.), *Ecosystem of the world 4B, Mire: Swamp, Bog, Fen and Moor. Regional studies*, 69-93 (Elsevier Amsterdam).
- STUIVER, M. & BECKER, B. 1993. High-precision decadal calibration of the radiocarbon time scale, AD 1960-6000 BC. *Radiocarbon* **35**, 35-65.
- THOMPSON, K., 1976. Swamp development in the headwaters of White Nile. In Rzóska, J. (ed.), *The Nile, biology of an Ancient River. Monographiae Biologicae* **29**, 177-196 (Junk The Hague).
- TYLER, A. P. 1976. Lagoon of Islands for a unique ecosystem. *Biol. Conservation* **9**, 1-11.

ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΗ ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΤΩΝ ΑΚΤΩΝ ΤΗΣ ΘΡΑΚΗΣ ΚΑΤΑ VALENTIN. Γ. ΞΕΙΛΑΚΗ¹ ΚΑΙ Π. ΔΕΛΗΜΑΝΗ¹

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην εργασία αυτή γίνεται μια προσπάθεια μελέτης της γεωλογικής εξέλιξης και της γεωμορφολογικής ταξινόμησης των ακτών της Θράκης κατά το Ολόκαινο σε σχέση με τη γεωλογία, τη γεωμορφολογία και τα κλιματικά στοιχεία της περιοχής. Εφαρμόζονται διάφορα συστήματα ταξινόμησης αλλά κυρίως αυτό του Valentin. Για τη μελέτη αυτή λήφθηκαν υπόψη παλαιότεροι τοπογραφικοί χάρτες και αεροφωτογραφίες καθώς και επι τόπου παρατηρήσεις και μετρήσεις. Από τα αποτελέσματα της έρευνας αυτής προέκυψε ότι οι ακτές της Θράκης, στο μεγαλύτερο μήκος τους, είναι υποχωρούσες είτε λόγω διάβρωσης από τα θαλάσσια κύματα είτε λόγω αργής κατάδυσης. Οι ακτές αυτές χαρακτηρίζονται, ως επί το πλείστον, ως ακτές ποταμογενείς, επίπεδης στρώσης, ανοικτών πεδίων, κατά Valentin. Οποσδήποτε υπάρχουν, κατά τμήματα, και άλλες κατηγορίες ακτών όπως προχωρούσες και αναδυόμενες, κ.ά.. Οι κυρίες αιτίες της υποχώρησης των ακτών αυτών πιστεύεται ότι είναι η δράση των κυμάτων και των παρακτίων ρευμάτων, η μείωση των φερτών υλών από την ενδοχώρα λόγω τεχνικών παρεμβάσεων στο υδρογραφικό δίκτυο και η μικρή κατάδυση της ξηράς ή/και η ανόδος του επιπέδου της θάλασσας.

ABSTRACT

An attempt is made in this paper to elucidate the geologic evolution of the coastal zone at the North Aegean Sea (Thrace area) during the Holocene period and its geomorphologic classification. Various classification systems were applied but the Valentin system found to be the most applicable for the situation. Data were drawn from old topographic maps and aerophotos and from field observations. The main conclusion from this study is that the coasts of Thrace, and the North Aegean Sea, in their major stretch are retreating and submerging slowly (transgressive); most of them are formed by terrestrial deposits (river, torrents, etc) and are plain (open) coasts, according to Valentin classification. Even stretches of the Nestos River delta retreated by 100-150 m during the last forty years. The retrogression of the Thrace coasts is attributed mainly to engineering interference in the drainage system inland (construction of dams and irrigation canals, rearrangement or diversion of the river courses, embankment at rivers, etc.). All these works reduced drastically the sediments supply to the sea through the drainage system resulting in the erosion of the coasts. Technical interference near or on the shoreline like port construction, summer resorts, breakwaters, etc. also changed the dynamic equilibrium of the sediment transport along the shoreline, resulting in erosion at some stretches and deposition at others. There are but a few places where the coast is in equilibrium or even advancing e.g. estuaries and deltas of small torrents, the Mangana coast, the Mandra-Porto Lagos coast, etc.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Θράκη, Ελλάδα, Γεωλογία, ακτές, ταξινόμηση, διάβρωση, υποχώρηση.

KEY WORDS: Thrace, Greece, Geology, coasts, classification, erosion, beach, transgression, regression.

1. ΓΕΩΛΟΓΙΑ, ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Η περιοχή που εξετάζεται ανήκει στη γεωτεκτονική ζώνη της Ροδόπης και αποτελείται κυρίως από πετρώματα της ομόθυμης μάζας. Τα πετρώματα αυτά είναι: οι υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης γνεύσιοι, αμφιβολίτες, μαρμαρυγικοί σχιστόλιθοι, μάρμαρα και τα ημμεταμορφωμένα πετρώματα (φυλλίτες). Οι σχηματισμοί Μεσοζωικής ηλικίας, που αποτελούνται από τα Παλαιογενή και Νεογενή ιζήματα, όπως επίσης τα πυριγενή πετρώματα και τέλος οι σύγχρονες ποταμοχειμάρειες αποθέσεις του Τεταρτογενούς.

Τεκτονική: Το νότιο τμήμα της περιοχής της Ροδόπης έχει σχηματιστεί από μεγάλα τεκτονικά βυθίσματα, που αποτελούν τις σημερινές λεκάνες του Νέστου-Πορίνου, της Ξάνθης-Κομοτηνής και της Αλεξανδρούπολης.

* GEOMORPHOLOGICAL CLASSIFICATION OF THRACE COASTS AFTER VALENTIN.

1. Dept. of Civil Engineering, Democritous University of Thrace, 67100, Xanthi, Greece.

Η αρχική βύθιση της περιοχής έγινε από ένα πεδίο εφελκυστικών τάσεων που εκδηλώθηκε μετά το τέλος της κύριας ορογενετικής φάσης (Αλπική πτύχωση) (Kousparis 1979, Πεταλάς 1997). Οι εφελκυστικές αυτές τάσεις, προκάλεσαν, έντονες διαρρήξεις, στην ευρύτερη περιοχή, με αποτέλεσμα τη δημιουργία μεγάλων τάφρων, γνωστών με την ονομασία **τριτογενή βυθίσματα**, τα οποία λειτούργησαν ως λεκάνες απόθεσης των νεότερων ιζημάτων. Στα όρια των τάφρων αυτών εντοπίζονται τα μεγάλα περιθωριακά ρήγματα της ευρύτερης περιοχής. Η τεκτονική δραστηριότητα στη περιοχή της Ροδόπης συνεχίστηκε μέχρι το τέλος του Ολιγοκαίνου - αρχές Μειοκαίνου. Από την περίοδο αυτή και μετά εκδηλώθηκε μία φάση συμπίεσεων στην ευρύτερη περιοχή, που είχε ως αποτέλεσμα τη γενική ανύψωση της περιοχής του Β.Αιγαίου και την εκδήλωση πλουτωνικών διεσόδσεων στη περιοχή της Θράκης και της Α. Μακεδονίας (Kousparis, 1979). Στη συνέχεια, κατά το Μέσο Μειόκαινο ακολούθησε μια αναζωπύρωση του τεκτονισμού, με μία φάση εφελκυστικών τάσεων, αποτέλεσμα της οποίας υπήρξε η δημιουργία ενός πολύπλοκου συστήματος ρηγμάτων τοπικού χαρακτήρα. Η δημιουργία των ρηγμάτων αυτών συνοδεύτηκε από ανοδικές και καθοδικές κινήσεις, περιορισμένης σχετικά έκτασης, που διαμόρφωσαν στη περιοχή μιά σειρά λιμνών και λιμνοθαλασσών. (βλέπε: Διαμαντής 1985, Πεταλάς 1997, Δηλημάνη 2000).

Ακολούθησε η βύθιση επίκλυση των λεκανών από τη τριτογενή θάλασσα. Ο χρόνος επίκλυσης της θάλασσας αυτής είναι διαφορετικός για κάθε λεκάνη απόθεσης, όπως προκύπτει από τις εμφανίσεις των αντίστοιχων τριτογενών ιζημάτων στις λεκάνες και άρχισε από ανατολάς προς δυσμάς

Η βύθιση και η συνεχής απόθεση υλικών στις λεκάνες αυτές, είχε ως αποτέλεσμα τα ιζηματογενή πετρώματα να αποκτήσουν μεγάλη πάχη. Η γεώτρηση της Δ.Ε.Π. στη Σάλπη, ανατολικά της Βιστονίδας και 8 Km από τα κρᾶσπεδα του ορεινού όγκου, συνάντησε το υπόβαθρο σε βάθος περίπου 1700 m. Στη περιοχή, όπου δεν επηρεάστηκε από την αρχική βύθιση (αλπική πτύχωση), εμφανίζονται τα μεταμορφωμένα πετρώματα της μάζας της Ροδόπης, δηλαδή γνεύσοι, αμφιβολίτες, μαρμαρυγικοί σχιστόλιθοι, μάρμαρα, κλπ.. Τέτοιες περιοχές είναι η βόρεια ορεινή περιοχή, η περιοχή των Αβδήρων Ξάνθης, η περιοχή Στρώμης Ροδόπης και στην περιοχή του Ισμαρου Εβρου. Στα όρια των σημερινών λεκανών εμφανίζονται τα νεογενή και πλειστοκαινικά ιζήματα (σχ.3). Τέλος τα τεταρτογενή ιζήματα αναπτύσσονται στις σύγχρονες λεκάνες του δέλτα του ποταμού Νέστου, Ξάνθης - Κομοτηνής και Αλεξανδρούπολης.

Γεωμορφολογία: Γεωμορφολογικά η περιοχή μπορεί να διακριθεί σε τρεις τύπους αναγλύφου. Τον τύπο του ορεινού αναγλύφου (ορεινή Ροδόπη-Ισμαρος), τον τύπο του λοφώδους αναγλύφου (παλαιογενή -νεογενή ιζήματα) και τέλος εκείνου, του πεδινού αναγλύφου (αλλουβιακά ιζήματα). Η διαμόρφωση των τριών αυτών τύπων αναγλύφου είναι αποτέλεσμα της έντονης τεκτονικής δραστηριότητας, της συνδυασμένης δράσης των παραγόντων απόθεσης και διάβρωσης της ευρύτερης περιοχής, και της σύστασης ή της κατάστασης (απασάθρωση -διάβρωση, κλπ) των γεωλογικών σχηματισμών που δομούν την περιοχή.

Το ορεινό ανάγλυφο εντοπίζεται κυρίως σε περιοχές που δομούνται από τα κρυσταλλικά πετρώματα της μάζας της Ροδόπης, όπως η βόρεια περιοχή και η περιοχή της οροσειράς του Ισμαρού, προς ανατολάς. Το πεδινό ανάγλυφο εμφανίζεται, νότια, στις σημερινές λεκάνες απόθεσης της ευρύτερης περιοχής και έχει τροποποιηθεί κατά θέσεις από τεχνικές παρεμβάσεις.

2. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Στην έρευνα αυτή χρησιμοποιήθηκαν οι χάρτες 1:50.000 της ΓΥΣ της εκδόσεως 1976 για ολόκληρη την περιοχή, και 1:50.000 εκδόσεως 1948 από το δέλτα του Νέστου μέχρι τη λίμνη Πτελέα καθώς και οι 1:50.000 της Υδρογραφικής Υπηρεσίας του Πολεμικού Ναυτικού, έκδοση 1966. Τα φύλλα 1:50.000 των γεωλογικών χαρτών που έχουν εκδοθεί από το Ι.Γ.Μ.Ε μέχρι σήμερα. Ο γεωλογικός χάρτης της περιοχής από Λαλεχο 1986, ο νεοτεκτονικός χάρτης της Θράκης που συντάχθηκε από τον Μπορνόβα 1973 (Ι.Γ.Μ.Ε), οι αεροφωτογραφίες 1:42.000 λήψεως 1945 και 1:10.000 1975, επι τόπου παρατηρήσεις και μετρήσεις.

3. ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΑΚΤΩΝ.

3.1 Συστήματα ταξινόμησης.

Οι ακτές των λιμνών και των θαλασσών είναι από τις γεωμορφές της επιφάνειας της γης που παρουσιάζουν γρήγορες και εμφανείς μεταβολές. Όλες οι ζώνες αυτές αποτελούν χώρους διάβρωσης και απόθεσης υλικών. Οι διεργασίες εξαρτώνται από ένα σύνολο παραγόντων, πολλές φορές ανταγωνιστικών, από τους οποίους απ' ενός μεν καθορίζεται η κυριαρχούσα διεργασία και αφετέρου η ποικιλία των μορφών με την οποία εμφανίζονται οι ακτές. Ιδιαίτερη σημασία στην εξέλιξη και στην διαμόρφωση των γεωμορφών των παράκτιων σχηματισμών έχει ο χρόνος, που ο κάθε παράγοντας των διεργασιών της διάβρωσης ή της απόθεσης επιδρά επί του αναγλύφου. Ετσι στη ταξινόμηση των ακτών, όπως και σε κάθε ταξινόμηση, χρησιμοποιείται ένας

αριθμός βασικών παραγόντων ή χαρακτηριστικών στα οποία βασίζεται η κατάταξή τους. Ανάλογα με το είδος των παραγόντων που χρησιμοποιούνται κάθε φορά υπάρχουν διάφορα είδη ταξινόμησεων.

Κατά την King (1982) υπάρχουν έξι κύριες ομάδες παραγόντων ή χαρακτηριστικών βάσει των οποίων μπορούν να ταξινομηθούν οι ακτές.

Η πρώτη ομάδα των ακτών βασίζεται στα **τεκτονικά χαρακτηριστικά** της περιοχής. Οι περισσότεροι γνωστές τεκτονικές ταξινόμησεις είναι του Sues 1888 και των Inman και Nordstrom 1971.

Η δεύτερη ομάδα ταξινόμησεων στηρίζεται στα **μορφολογικά χαρακτηριστικά** της παραλιακής ζώνης. Από τις πλέον εύχρηστες ταξινόμησεις στην κατάταξη των ακτών είναι αυτή που προτάθηκε από τους Inman και Nordstrom 1971. Στην ταξινόμηση αυτή συσχετίζεται η τεκτονική δομή της περιοχής με τους μορφολογικούς χαρακτήρες της. Η απεικόνιση σε χάρτες που προτάθηκε από τον Alexander 1986 χρησιμοποιεί μορφολογικά σύμβολα κατάλληλα τόσο για την γενετική υφή των ακτών όσο και για τους χαρακτηριστικούς παράλιους σχηματισμούς. Μια λεπτομερής και εύχρηστη μορφολογική ταξινόμηση των ακτών παρουσιάστηκε από τον Zenkovich το 1967. Αυτή αναφέρεται στη κατάταξη των προσχωσιγενών (συσσωρευτικών) σχηματισμών

Η Τρίτη ομάδα περιλαμβάνει τους **γενετικούς παράγοντες** που επιδρούν στις ακτές και διαμορφώνουν τα σημερινά χαρακτηριστικά τους. Με τις γενετικές ταξινόμησεις ασχολήθηκαν οι ερευνητές όπως ο Davies (1964) κ.ά.. Τις εργασίες αυτών συμπλήρωσε η ταξινόμηση των ακτών που πρότεινε ο Johnson το 1919 και ακολούθησαν ο Cotton 1954, ο Shepard 1937 και 1963, κ. ά.(Βλέπε King 1982).

Η τέταρτη και η πέμπτη ομάδα ταξινόμησης βασίζεται στα **δυναμικά χαρακτηριστικά** της περιοχής, δηλ. στις σχέσεις των μορφολογικών μεταβολών και της ενέργειας που διαθέτει το θαλάσσιο σύστημα. Η ταξινόμηση των ακτών με βάση τη δυναμική μορφολογία τους, στηρίζεται στις μορφολογικές ταξινόμησεις και ιδιαίτερα εκείνης του Shepard 1937 και 1963. Παράλληλα όμως, λαμβάνονται υπ όψη και οι επιπτώσεις που προκαλούν στα σημερινά χαρακτηριστικά των ακτών, οι γρήγορες αλλαγές του επιπέδου της στάθμης της θάλασσας. Από τις σημαντικότερες ταξινόμησεις των ακτών που βασίζονται στη δυναμική τους μορφολογία είναι αυτές που προτάθηκαν από τους Valentin (1952, 1969) και Bloom (1965).

Η έκτη ομάδα ταξινόμησης περιλαμβάνει **επίσης δυναμικού χαρακτήρα στοιχεία**, αλλά βασίζεται κυρίως στα χαρακτηριστικά του θαλάσσιου κυματισμού. Με τις ταξινόμησεις αυτές ασχολήθηκαν ο Tanner το 1960 κ.ά., ο Putman et al. (1960), και οι Dolan et al. (1972), και άλλοι.

Στην εργασία αυτή θα παρουσιαστεί η κατάταξη των ακτών της Θράκης με βάση την ταξινόμηση Valentin 1952 και 1969.

3.2 Ταξινόμηση Valentin, 1952, 1969.

Από τις πύο διαδεδομένες ταξινόμησεις των ακτών, που βασίζονται στη δυναμική τους μορφολογία είναι αυτή που προτάθηκε από τον Valentin (1952, 1969) η οποία συμπληρώθηκε αργότερα από τον Bloom (1965). Ο Valentin διακρίνει τις ακτές σε δύο κύριες κατηγορίες :

α) Ακτές με προχώρηση προς τη θάλασσα (advanced coasts)

- α₁. Ακτές ανάδυσης (emerged coasts) και
- α₂. Ακτές πρόσχωσης ή προχωρούσες (prograded coasts)

β) Ακτές με υποχώρηση προς την ξηρά (retreated coasts).

- β₁. Καταδυόμενες ακτές (submerged coasts) και
- β₂. Οπισθοχωρούσες ή διαβρούμενες ακτές (retrograded coasts).

Η ταξινόμηση των ακτών κατά Valentin (1952) περιέχεται στο πίνακα 1. Στην ταξινόμηση των ακτών από τον Valentin, το βασικό κριτήριο είναι η απώλεια, ή η αύξηση της ξηράς σε σχέση με τη θάλασσα. Η απώλεια της ξηράς μπορεί να προέλθει από καταβύθιση ή διάβρωση αυτής. Είναι προφανές, ότι η παράκτια υποχώρηση θα είναι μεγαλύτερη, όταν και οι δύο αυτοί παράγοντες δρουν σε συνδυασμό. Κατά την ίδια λογική, η προέλαση (αύξηση) της ξηράς προκύπτει όταν υπάρχει ανάδυση της περιοχής ή απόθεση ιζημάτων. Όταν η ανάδυση και η απόθεση υλικών δρουν συνδυασμένα τότε η παράκτια προέλαση θα είναι μεγαλύτερη. Υπάρχουν όμως περιπτώσεις ακτών, όπου οι παράγοντες υποχώρησης και προέλασης της ξηράς, δρουν ανταγωνιστικά, οπότε αποφασιστικής σημασίας θα είναι η κυριαρχούσα διεργασία.

Ο Valentin εκφράζει την ταξινόμηση αυτή και γραφικά με διάγραμμα (σχ. 1). Το διάγραμμα αυτό παρουσιάζεται τροποποιημένο από τον Αυγουστίδη (1969).

4. ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΤΩΝ ΑΚΤΩΝ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΗΣ ΘΡΑΚΗΣ ΚΑΤΑ VALENTIN.

Οι ακτές της Θράκης, από το Δέλτα του ποταμού Νέστου μέχρι την περιοχή της Μαρώνειας Ροδόπης είναι αμμώδεις και χαμηλές και παρουσιάζουν σημαντικές μεταβολές κατά τα τελευταία 50 χρόνια. Οι μεταβολές αυτές οφείλονται τόσο σε φυσικά αίτια, όσο σε ανθρώπινες παρεμβάσεις. Από γεωμορφολογική άποψη οι ακτές της Θράκης, στο μεγαλύτερο μήκος τους, κατατάσσονται στη κατηγορία των **αμμωδών ακτών, χαμηλού αναγλύφου** με εξαίρεση την περιοχή από την Μαρώνεια Ροδόπη μέχρι τη Μάκρη Έβρου και την περιοχή των αρχαίων Αβδήρων (ακρωτήριο Μπαλουστρά), όπου παρουσιάζονται **βραχώδεις** (Δελημάνη 2000)(Φωτ.1).

Αναλυτικότερα από τις εκβολές του ποταμού Νέστου μέχρι τα Μάγγανα οι ακτές διαμορφώνονται από τις προσχώσεις του ανατολικού τμήματος του δέλτα του ποταμού Νέστου. Ο τρόπος ανάπτυξης και η μορφολογική εικόνα του δέλτα το κατατάσσουν στα **δέλτα τοξοειδούς τύπου** (arcuate), όπως αναφέρεται και από τους Στουρνάρα 1984 και Ψιλοβίκο, κ.α. 1988.(Φωτ. 1,2)

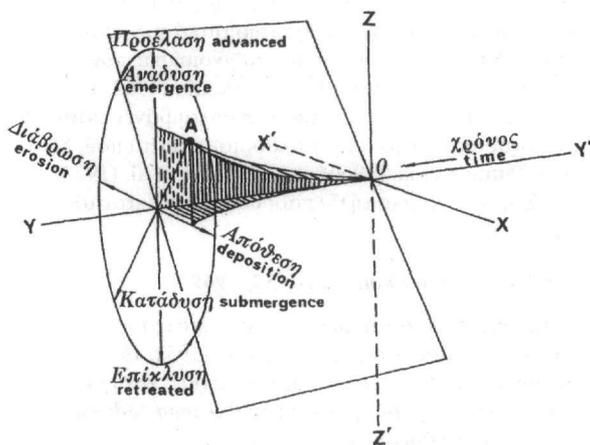
Ανατολικά της περιοχής Φαναρίου και μέχρι τη Μαρώνεια παρουσιάζονται ακτές **λοφώδεις, απόκρημνες, μαλακών ως ημιστεροποιημένων σχηματισμών (bluffed or cliffed)** (Φωτ. 3,4,5).

Από την σύγκριση των χαρτών 1:50.000 της ΓΥΣ του 1949 και 1966 και την εξέταση των αεροφωτογραφιών λήψεως 1945 και 1976 φαίνεται ότι μετά τον εγκυβωτισμό του ποταμού, 1950-55, παρουσιάστηκε προέλαση της ακτής προς τη θάλασσα, εκατέρωθεν της εγκυβωτισμένης κοίτης του Νέστου. Τις δύο-τρεις τελευταίες δεκαετίες όμως, όπως διαπιστώθηκε, από δικές μας επί τόπου παρατηρήσεις και μαρτυρίες κατοίκων, οι ακτές παρουσιάζουν υποχώρηση της τάξεως 100-150 m, με αποτέλεσμα να έχει επηρεαστεί η παρόχθια και παράκτια βλάστηση των εκβολών του Νέστου σε μήκος 1,5 km περίπου εκατέρωθεν των εκβολών.



Σχ.1. Διάγραμμα ταξινόμησης ακτών H. Valentin, 1952

Fig.1. Diagram to illustrate Valentin's classification of coasts (Valentin, 1952)



Σχ.2. Διάγραμμα ταξινόμησης ακτών κατά A. L. Bloom, 1965

Fig. 2. Diagram to illustrate Bloom's classification of coasts (Bloom 1965)

Από την περιοχή αυτή, 2 km ανατολικά των εκβολών του Νέστου και μέχρι την περιοχή της παραλίας των Μαγγάνων, παρουσιάζεται υποχώρηση της ακτής σε μήκος 12 km περίπου και κατά θέσεις με πλάτος υποχώρησης μεγαλύτερο από 100 m. Αμεση απόδειξη αυτού αποτελεί η πλήρης εξαφάνιση πλαζ της Αμερικανικής Βάσεως, «Φωνή της Αμερικής» και γέφυρα που ανορύχθηκε για τις ανάγκες της πλαζ αυτής 50 m περίπου μακριά από την ακτή προς την ξηρά, σήμερα βρίσκεται περίπου 60 m μέσα στη θάλασσα (Δασοχώρι Ξάνθης). Ομοίως μέσα στη θάλασσα βρίσκεται και παράκτια χερσαία βλάστηση (αλμυρίκια) (Φωτ. 2). Οι ακτές στην περιοχή αυτή χαρακτηρίζονται ως προσχωσιγενείς, και υποχωρούσες. Κατά Valentin κατατάσσονται στο τύπο των **ποταμογενών ακτών ανοικτών πεδίων** (plain coasts) (Φωτ. 1,2).

Από τα Μάγγανα μέχρι τα αρχαία Αβδηρά οι ακτές είναι **αμμώδεις, χαμηλού αναγλύφου, αναδρόμες, ισοροπούσες ή ελαφρώς προελαύνουσες (regressive or advancing coast), προσχωσιγενείς, ποτάμιας απόθεσης, δελταικές**. Οι ακτές αυτές έχουν δημιουργηθεί από τις αποθέσεις κάποιων κλάδων του ποταμού Νέστου που σε παλαιότερες εποχές (2500-3000 πριν από σήμερα), έφθαναν μέχρις εδώ και από τις πρόσφατες αποθέ-

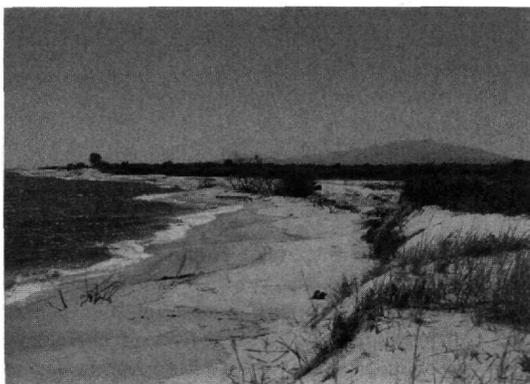
σεις του χειμάρρου Λασπία και των άλλων μικροχειμάρρων της περιοχής.

Στη περιοχή του ακρωτηρίου Μπαλούστρα (αρχαία Αβδηρα), όπου εμφανίζεται το μεταμορφωμένο υπόβαθρο της “μάζας της Ροδόπης”, είναι κυρίως **βραχώδεις υποχωρούσες, διαβρωσιγενείς ακτές (transgressive or retreating coasts), καταδυόμενες**. Κατά θέσεις εμφανίζονται στενές, αμμώδεις παραλίες μπροστά από συμπαιγείς σχηματισμούς προς τη πλευρά της θάλασσας πλάτους 4-5 m, ενώ μέσα στη θάλασσα, συχνή είναι η παρουσία υφάλων και μικρών νησίδων από βραχώδεις σχηματισμούς. Στη περιοχή αυτή βρίσκονται βυθισμένα τα δύο λιμάνια των Αρχαίων Αβδήρων, ηλικίας περίπου 2500 χρόνων.

Ανατολικότερα των Αβδήρων και μέχρι το Φανάρι, οι ακτές εμφανίζονται **αμμώδεις, προσχωσιγενείς, χαμηλού αναγλύφου**. Στη περιοχή αυτή εμφανίζεται μια σειρά κλειστών λιμνοθαλασσών, οι οποίες κατά το πρόσφατο γεωλογικό παρελθόν είχαν μεγαλύτερα όρια από τα σημερινά σε βάρος της ξηράς. Σε παλαιότερες γεωλογικές εποχές δεν αποτελούσαν λιμνοθάλασσες, αλλά είχαν τη μορφή στενών κόλπων, οι οποίοι έκλεισαν από τον σχηματισμό θαλασσίων φραγμάτων(bars) με τη βοήθεια των παράκτιων ρευμάτων. Σήμερα όμως η προσφορά των υλικών των χειμάρρων έχει μειωθεί σημαντικά λόγω της εκτροπής προς τη λίμνη Βιστονίδα και του εγκυβωτισμού του ποταμού της Ξάνθης, Κόσυνθου. Ετσι ανατολικότερα του ακρωτηρίου Μπαλούστρα στη περιοχή της Λίμνης Λάφρης έως το Πόρτο Λάγος και στη περιοχή του Φαναρίου παρουσιάζεται μικρή υποχώρηση, ή και πρόσχωση κατά θέσεις (π.χ. περιοχή Μάνδας), των ακτών τα τελευταία 30 χρόνια, ενώ στην υπόλοιπη περιοχή από την έξοδο της Βιστονίδας έως το Φανάρι, οι ακτές παρουσιάζονται προελαύνουσες, με εξαίρεση την περιοχή βόρεια του λιμανιού του Φαναρίου όπου εμφανίζεται διάβρωση και υποχώρηση της ακτής της τάξεως των 40 με 50 m. Η περιοχή αυτή παρουσιάζει καθοδική κίνηση κατά το Τεταρτογενές (Μπορνόβας 1973). Η προέλαση της ακτής στο τμήμα αυτό αποδίδεται στην έξοδο και απόθεση των ιζημάτων από τη λίμνη Βιστονίδα προς τη θάλασσα και στη συνέχεια τη μεταφορά των ιζημάτων αυτών από τα παράκτια θαλάσσια ρεύματα. Η απόθεση των ιζημάτων αυτών γίνεται κυρίως νότια και δυτικά του διαύλου. Γι' αυτό και κάθε χρόνο γίνονται εκβαθύνσεις στο λιμάνι του Πόρτο Λάγος που βρίσκεται δυτικά της εξόδου των νερών της λίμνης Βιστονίδας. Από τις αεροφωτογραφίες φαίνεται ότι μέσα στον κόλπο της Βιστονίδας τα ιζήματα ότι κάνουν μια ανακύκλωση, κινούμενα κατ' αρχάς ΝΑ προς την ανοικτή θάλασσα και στρεφόμενα αργότερα προς Δ-ΒΔ προς την παραλία της Μάνδρας. Η κίνηση αυτή χρειάζεται να επιβεβαιωθεί με μετρήσεις.

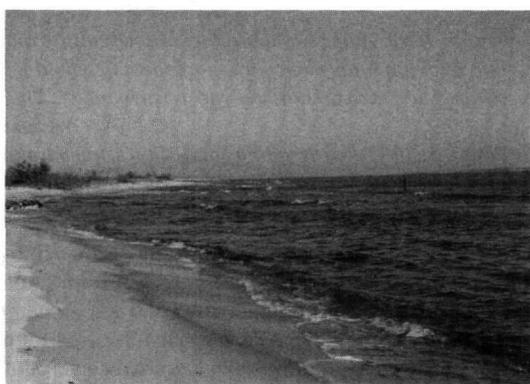
Στη περιοχή του Φαναρίου, όπου εμφανίζονται τα νεογενή ιζήματα, οι ακτές αποτελούνται από συνεκτικούς σχηματισμούς λοφώδους αναγλύφου, υποχωρούσες, καταδυόμενες.

Στη συνέχεια και μέχρι το δέλτα του Λίσσου ποταμού (Φιλλιορρή) ακολουθεί μια σειρά λιμνών και λιμνοθαλασσών πολύ κοντά στην ακτογραμμή στα νεογενή ιζήματα. Σήμερα οι λιμνοθάλασσες στη περιοχή αυτή δεν δέχονται ιδιαίτερη τροφοδοσία από τους χειμάρρους της αντίθετης περιοχής. Οι ακτές, μπροστά από τις λιμνοθάλασσες αυτές είναι αμμώδεις, χαμηλού αναγλύφου, ελαφρά προελαύνουσες κατά τμήματα. Όμως εμ-



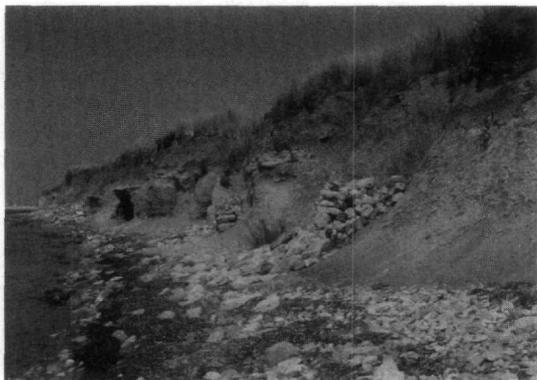
Φωτ. 1.1999. Υποχωρούσα αμμώδης, χαμηλή ακτή 5 km δυτικά των εκβολών του Π. Νέστου (Μοναστηράκι). Διακρίνεται η έντονη διάβρωση-υποχώρηση της ακτής και η κάλυψη της παραλιακής βλάστησης με άμμο.

Photo. 1. 1999. Retrograding, sandy coast.



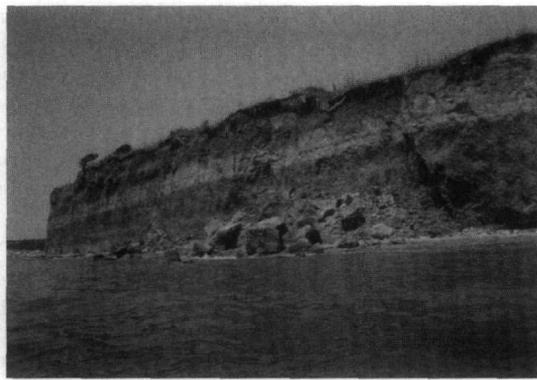
Φωτ. 2. 1998. Υποχωρούσα αμμώδης ακτή 5 km ανατολικά των εκβολών του Π. Νέστου (Δασοχώρι). Διακρίνεται η υδρογείωση 60 m περίπου μέσα στη θάλασσα.

Photo. 2. 1998. Retrograding, sandy coast. 5 km east of Nestos river (Dasochori).



Φωτ.3. 1999. Αρχαία Στρώμη, Ροδόπης (Ανατ. Χερσ. Μολυβωτής). Υποχωρούσα λοφώδης, απόκρημνη ακτή, ύψους 6-7 m, Διακρίνονται σήραγγες υπόγειου υδρομαστευτικού συστήματος στο πρανές καθώς και πηγάδια του αρχαίου οικισμού στην ακτογραμμή.

Photo 3. 1999. Retrograding sand-silty bluff slope



Φωτ. 4 1997. Εξοχή, Προσκυνητές, 5 km, ΝΔ Μαρώνιας, Ροδόπη. Υποχωρούσα λοφώδης, απόκρημνη ακτή, Πλειστοκαινικών σχηματισμών. Διακρίνονται οι στρώσεις των ημιστερεοποιημένων αμμολύων και οι καταπτώσεις που στην περιοχή είναι συνεχείς. Υποχώρηση μέχρι και 1 m ετησίως.

Photo 4. 1997 Retrograding sand-silty bluff

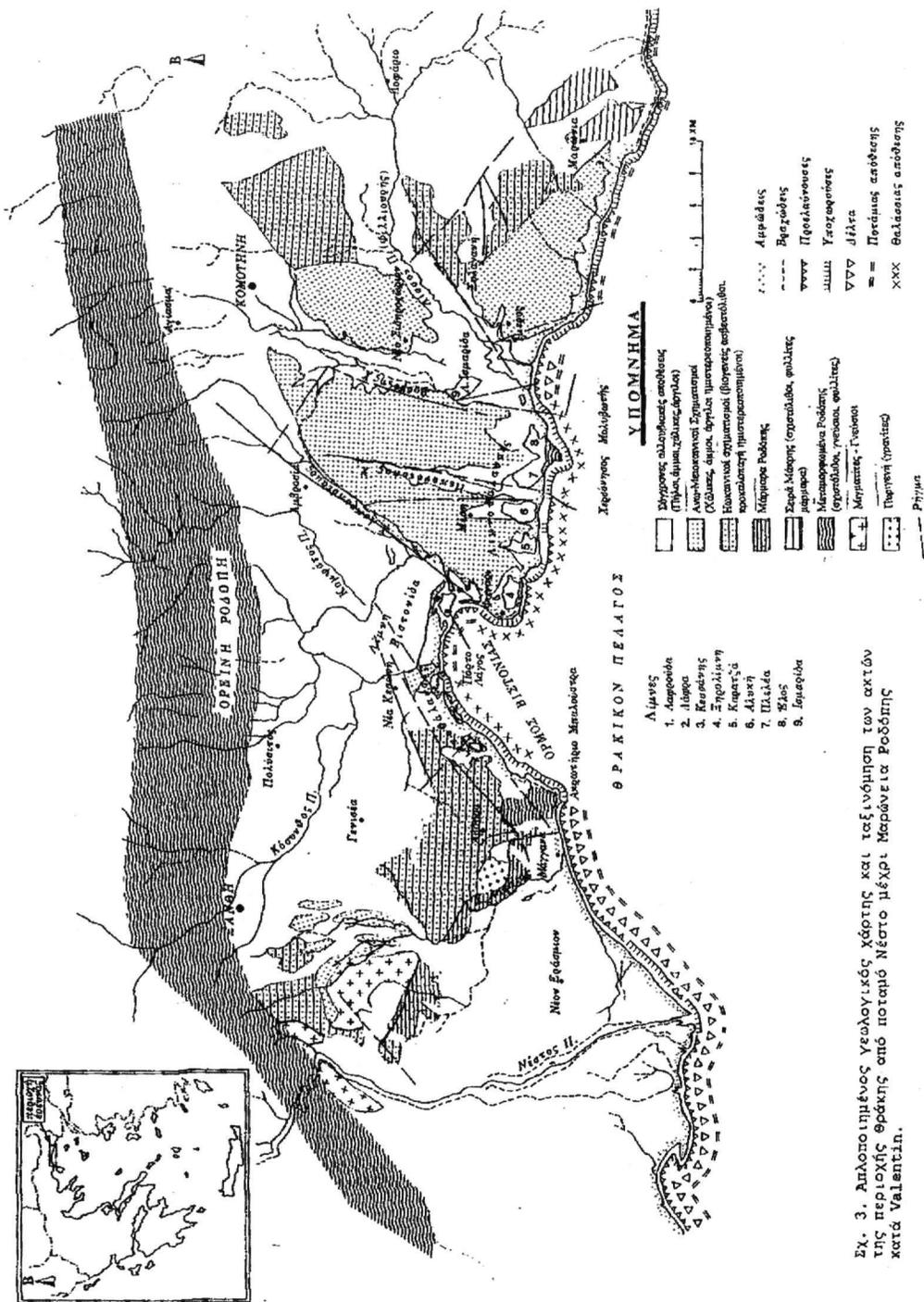


Φωτ. 5. 1999. Άγιος Χαράλαμπος, Μαρώνια. Δυτικά, ισορροπούσα ακτή με παλιές αστάθειες, και ανατολικά ενεργοποίηση διάβρωσης λόγω κατασκευής κρηπιδότοιχου-κυματοθραύστη στο λιμάνι του Αγ. Χαράλομπος, Μαρώνιας, ανατολικότερα της φωτογραφίας. Σημειώνεται ότι στην περιοχή υπάρχει παράκτιο ρεύμα από ανατολή προς δύση

Photo. 5. 1997 Retrograding sand-silty, semiconsolidated, bluff slope in Agios Charalambos, Maronia, due to construction of a rock breakwater further eastern. There is an east to west longshore current in the area.

φανίζονται και υποχωρήσεις των ακτών στην περιοχή, όπως στη παραλία του Δήμου Κομοτηνής, ανατολικά του Φαναρίου, ενός τμήματος της παραλίας της Αρωγής και της χερσονήσου της Μολυβωτής. Αξιοσημείωτο είναι το γεγονός ότι οι λίμνες Καρατζά και Αλυκή εμφανίζουν μετατόπιση της όχθης προς τη θάλασσα (το νότο). Ιδιαίτερα η λίμνη Αλυκή εμφανίζει γενικότερη αύξηση του μεγέθους της από το 1949 έως το 1976. Ενα τμήμα της περιοχής από τη λίμνη Καρατζά έως τη λίμνη Αλυκή παρουσιάζει ανάδυση κατά Μπορνόβα ενώ από τη λίμνη Πελέα έως και τη χερσόνησο της Μολυβωτής παρουσιάζει καθοδική κίνηση το Τεταρτογενές.

Ανατολικότερα, στη περιοχή του Ίμερου βρίσκεται το δέλτα του ποταμού Λίσσου (Φιλλιουρή). Ο τρόπος ανάπτυξης του και η μορφολογική του εικόνα, δείχνουν ότι αυτό κατατάσσεται στο τύπο των **δέλτα εκβολών** (estuarine). Οι ακτές, στη περιοχή αυτή, είναι αμμώδεις, χαμηλού αναγλύφου, ελαφρά προελαύνουσες δυτικά του Λίσσου και προέρχονται από τις σημερινές και παλαιότερες αποθέσεις του ποταμού. Η περιοχή του δέλτα του Λίσσου (Φιλλιουρή) ποταμού βρίσκεται σε περιοχή καθοδικής κίνησης κατά το τεταρτογενές. Παρ' όλα αυτά το δέλτα παρουσιάζει προέλαση, σε αντίθεση με το δέλτα του Νέστου που παρουσιάζει υποχώρηση. Αυτό



Εχ. 3. Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης και ταξινόμηση των ακτών της περιοχής Θρακίας από ποταμό Νέστο μέχρι Μοράνεβα Ροδόλης κατά Valentini.

οφείλεται στο ότι δεν έχουν ακόμη κατασκευαστεί σ' αυτόν φράγματα, για να κατακρατήσουν τα ιζημάτα, όπως συμβαίνει με το φράγμα των Τοξοτών και το πρόσφατο του Θησαυρού στο Νέστο(Δελημάνη 2000).

Στη συνέχεια ακολουθούν οι ακτές, που διαμορφώνονται στις απολήξεις των πλειστοκαινικών λόφων και του ορεινού όγκου του Ισμάρου προς τη θάλασσα, από τον Ιμερο μέχρι τη Μαρώνεια Ροδόπης. Ο ορεινός όγκος του Ισμάρου, που φθάνει μέχρι τη θάλασσα δομείται από ποικιλία συμπαγών πετρωμάτων όπως ηωκαινικούς ασβεστολίθους, φυλλίτες, μεταμορφωμένα πετρώματα της μάζας της Ροδόπης(σειρά Μάκρης) και πυριγενή. Οι ακτές στη περιοχή αυτή είναι βραχώδεις, απότομες και υψίστανται συνεχώς τη διάβρωση της θάλασσας. Στη περιοχή αυτή δεν παρουσιάζονται οι χαρακτηριστικές λιμνοθάλασσες των δυτικών ακτών. Οι βραχώδεις αυτές ακτές μπορούν να χαρακτηριστούν ως υποχωρούσες.

Χαμηλές, αμμώδεις ακτές, περιορισμένης έκτασης, εμφανίζονται στις εξόδους των χειμάρρων της περιοχής αυτής. Οι ακτές αυτές έχουν προέλθει από τους κώνους των χειμάρρων και των προϊόντων θαλάσσιας διάβρωσης των βραχώδων ακτών τα οποία μεταφέρονται από τα θαλάσσια κύματα και ρεύματα. Στο χάρτη (σχ.3) φαίνεται η ταξινόμηση των ακτών της περιοχής Θράκης κατά Valentin. Η αρχική ταξινόμηση έγινε στο χάρτη της Γ.Υ.Σ 1:50.000 όπου επισημάνθηκαν διαφοροποιήσεις τόσο από της ίδιας κλίμακας χάρτη της εκδόσεως 1948 όσο και από τις αεροφωτογραφίες. Από την έρευνα πεδίου διαπιστώθηκε ότι σε μερικές θέσεις η υποχώρηση των ακτών είναι περισσότερο έντονη σήμερα από εκείνη που βρέθηκε από την σύγκριση των χαρτών. Η χαρτογράφηση έγινε σε χάρτες 1:25.000 της ΓΥΣ και κατά θέσεις σε τοπογραφικά διαγράμματα 1:5.000, το Νοέμβριο- Δεκέμβριο 1997.

Διαπιστώθηκε, επίσης, από την σύγκριση των χαρτών μία αύξηση του βάθους της θάλασσας της τάξεως 5-10 m για την πλησίαλο ζώνη της περιοχής που καλύπτει ο χάρτης 1:50.000 έκδοσης 1948.

Από τις αεροφωτογραφίες διαπιστώνεται η φορά μετακίνησης των ιζημάτων από τα θαλάσσια ρεύματα τα οποία παίζουν σημαντικό ρόλο στη διαμόρφωση των ακτών της περιοχής.

Στήν επίκλυση των ακτών του Βορείου Αιγαίου κατά το Ανώτερο Τεταρτογενές αναφέρονται οι Περισσοράτης και D.J. Piper, (1991) και C. Perissoratis and D. Mitropoulos (1989), Δελημάνη 2000, Cagatay et al, 2000, Yaltirak et al, 2000).

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Από τις μέχρι τώρα μετρήσεις και παρατηρήσεις (επί τόπου παρατηρήσεις, χάρτες, αεροφωτογραφίες, κλπ.) διαπιστώνεται μια γενική υποχώρηση των ακτών του Βόρειου Αιγαίου (θράκης) την τελευταία περίοδο. Σημαντική είναι η υποχώρηση των ακτών ακόμη και στο δέλτα του ποταμού Νέστου της τάξεως των 100-150 m τις τελευταίες 3-4 δεκαετίες.

Η υποχώρηση αυτή των ακτών φαίνεται να οφείλεται σε συνδυασμό παραγόντων όπως στη διαβρωτική δράση των κυμάτων, στα παράκτια ρεύματα, στην καθίζηση των ιζημάτων λόγω συμπύκνωσης, στην ανύψωση της στάθμης της θάλασσας, στην κυκλοφορία των νερών του Βορείου Αιγαίου (θαλάσσια ρεύματα ανοικτής θάλασσας), κλπ.. Πιθανά αίτια της διάβρωσης των ακτών είναι :

- οι τεχνικές παρεμβάσεις στην παραλιακή ζώνη και στην ακτογραμμή. Π.χ. δημιουργία παράκτιων οικισμών, κατασκευή λιμενοβραχιόνων, κρητιδοτόιχων, εκβαθύνσεων ή αποξηράνσεων των λιμνοθαλασσών της περιοχής κλπ. Όλα αυτά τα έργα μεταβάλλουν τη δίαιτα των ιζημάτων και τη δυναμική ισορροπία στην ακτογραμμή.
- οι τοπικές ανοδικές - καθοδικές κινήσεις οι οποίες φαίνεται ότι συμβαίνουν στη περιοχή
- η (μικρή) ανύψωση του επιπέδου της θάλασσας κατά το Τεταρτογενές
- η μείωση μεταφοράς ιζημάτων από τα νερά των κατασκευή φραγμάτων στην ενδοχώρα, κλπ.

Κατά τόπους, κυρίως γύρω από τις εισόδους λιμνοθαλασσών, τους στενούς κόλπους και τις εκβολές των χειμάρρων εμφανίζεται, αν όχι προχώρηση της ακτής, μια ισορροπία. Για την εξακρίβωση των παραγόντων προχώρησης ή υποχώρησης των ακτών, απαιτείται λεπτομερέστερη μελέτη των παραπάνω αιτιών σε στενότερες ζώνες της ακτογραμμής και κυρίως μετρήσεις των θαλάσσιων και παράκτιων ρευμάτων στην περιοχή.

Οι ακτές της Θράκης απο γεωμορφολογική άποψη, στο μεγαλύτερο μήκος τους, χαρακτηρίζονται κατά Valentin ως ακτές υποχώρησης, καταδυόμενες, ποταμογενείς, επίπεδης στρώσης ανοικτών πεδίων. Υπάρχουν όμως, κατά τόπους, και ακτές άλλων κατηγοριών.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ALEXANDER C. S., 1966. A method of descriptive shore classification and mapping as applied to the northeast coast of Tanganyika. *Assoc. Am. Geographers, Annals* 56, 128 - 140.
- ΑΝΔΡΟΝΟΠΟΥΛΟΣ Β., 1977. Γεωλογική μελέτη της περιοχής Διδυμοτείχου - Πενταλόφου (Λεκάνης Ορεσιτιάδας). Γεωλ. και Γεωφ. Μελέτες, 2 Ι.Γ.Μ.Ε. Αθήνα.
- ARMOUR - BROWN A., BRUIJIN, H., by MANIATI, C., SIOTOS, G., NIESEN, P. (1977). The Geology of the Neogene sediments North of Serrai and the use of Rodent faunas for Biostratigraphic Control. *VI colloquium on the Geology of the Aegean Region, II*. pp. 615- 622, Athens.
- ΑΥΓΟΥΣΤΙΔΗΣ Σ. Σ., 1969. Εγχειρίδιον Γενικής Γεωλογίας. Μέρος Ι. Γεωμορφολογία, Αθήνα. BLOOM, A. L., 1965. The explanatory description of coasts. *Zeitschr. Geom.*, N.F.,9,422- 436.
- CAGATAY, M.N.; GORUR, N.; ALGAN, O.; EASTOE, C.; TCHAPALYGA, A.; ONGAN, D.; KUHN, T. AND I. KUSCU, 2000. Late Glacial-Holocene Palaeoceanography of the Sea of Marmara: timing of connections with the Mediterranean and the Black Sea. *Marine Geology* v.167, pp. 191-206
- DAVIS, R.A.(Edr) 1978. *Coastal Sedimentary environments*. Springer - Verlag, Berlin, 420p.
- Δ.Ε.Π. 1979. *Delta du Nestos*. Synthese petroliere N1, N2, N3, Athens.
- ΔΕΛΗΜΑΝΗ, Π., 2000. Γεωλογικές μεταβολές της ακτογραμμής στην περιοχή της Θράκης και επιπτώσεις στη χρήση γής της παραλιακής ζώνης. Διδακτορική διατριβή, Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών, Πολιτεχνική Σχολή, Δ.Π.Θ., Ξάνθη, 474 σελίδες.
- ΔΙΑΜΑΝΤΗΣ Ι., Β., 1985. Υδρογεωλογική μελέτη λεκάνη λίμνης Βιστονίδας. Μελέτη υδροφόρων οριζόντων μέσα σ'ένα ευρύ ετερογενές πεδίο Διδακτορική διατριβή. Ξάνθη 1985.
- DĪLAN, R., HAYDEN, B. P., HORNBERGER, G., ZIEMAN, J., and VINCENT, M. K. 1972. Classification of the Coastal Environments of the World. Part I. The Americas. Office of Naval Research, O.N.R. N00014-69-A00060-0006, NR 389 - 158 Tech. Rept., 161p.
- INMAN, D. L., and NORDSTROM, C. E., 1971. On the tectonic and morphological classification of coasts. *Jour. Geology* 79, 1 -21.
- JOHNSON, D.W., 1919. Shore Processes and Shoreline Development. N.Y. J. Wiley & Sons, 584p.
- KING C.A.M., 1982. Coasts classification. In: The encyclopedia of Beaches and coastal environments, Vol.XV.M.L. Schwartz (edr). Hutchinson Ross Pub. Co., USA
- KOUSPARIS, D. 1979. Seismic stratigraphy and Basin Development - Nestos Delta Area, North - eastern Greece. DEP, Athens.
- LALECHOS, N. & SAVOYAT, E., 1977. La sedimentation Neogene dans la fosse Nord Egeen. VI colloquium on the geology of the Aegean Region II, pp. 591 - 603, Athens.
- ΜΑΡΑΤΟΣ, Γ., και ΑΝΔΡΟΝΟΠΟΥΛΟΣ, Β. 1964β. Νεότερα δεδομένα επί της ηλικίας των φυλλιτών της Ροδόπης. Δελτ. Ελλην. Γεωλ. Εταιρ. 6, σελ. 113 - 131.
- ΜΠΟΡΝΟΒΑΣ, Ι. 1973. Νεοτεκτονικός Χάρτης της Θράκης. Ι.Γ.Μ.Ε, Αθήνα.
- ΝΟΥΣΙΝΑΝΟΣ, Θ., ΛΙΒΑΔΑ, Γ., ΚΑΡΑΟΛΙΔΗ, Χ., ΣΤΥΛΙΑΝΟΥ, Φ. 1976. Γεωλογική μελέτη λεκάνης Ξάνθης - Κομοτηνής, Δ.Ε.Π., Αθήνα.
- PERISSORATIS, C. AND MITROPOULOS, D. 1988. Late Quaternary Evolution of the Northern Aegean Shelf. *Quaternary research* 32 p.p. 36-50 1989.
- ΠΕΡΙΣΣΟΡΑΤΗΣ, Κ. και PIPER, D., J., 1991. Ο ρόλος της μεταβολής της στάθμης της θάλασσας στην ιζηματογένεση του Β. Αιγαίου κατά το Αν. τεταρτογενές. Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας XXV/4 129-140 1991, Πρακτικά 5^{ου} Επιστημονικού Συνεδρίου Θεσσαλονίκη Μαΐος 1990.
- ΠΕΤΑΛΑΣ, Χ., 1997. Ανάλυση υδροφόρων συστημάτων στο ετερογενές και παράκτιο πεδίο του Ν. Ροδόπης. Διδακτορική διατριβή, Δημοκρίτειο Παν/μο Θράκης, Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών, Ξάνθη, 1997.
- POLLAK, W., 1979. Structural and lithological development of the Prinos - Kavalabasin, sea of the Thrace, Greece. *An. Geol. pays Hell. Athens*.
- PRICE, W., 1955. Correlation of Shoreline Types with Offshore Bottom Conditions. Austin, Texas: A & M, College of Texas, Department of Oceanography, Project 63, 2p.
- ΠΡΟΕΔΡΟΥ, Π., & ΣΤΥΛΙΑΝΟΥ, Φ. 1978. Συνθετική γεωλογική έκθεση γεωτρήσεως "ΚΟΜΟΤΗΝΗ 1". ΔΕΠ, Αθήνα
- PUTMAN, W. C., ALEXANDER, D. I., BAILEY, H. P., and MCGILL, J. T., 1960. Natural Coastal Environments of the World. Berkeley and Los Angeles: Univ. of California Press, 140p.
- RICHTHOFFEN, F. von, 1886. Fuhreh fur Forschungsreisende. *Hanover: Janecke*, 734p.
- SHEPARD, F. P., 1937. Revised classification of marine shorelines, *Jour. Geology* 45, 602 - 624.

- SHEPARD, F. P., 1963. *Submarine Geology*, 2d ed. New York: Harper and Row, 557p.
- STOURNARAS, G. 1984. Evolution et comportement un system aquifere heterogene. *Geologie et hydrogeologie du delta du Nestos (Grece) et de ses bordures*. Docteur de specialite. Grenoble.
- TANNER, W. F., 1960a. Florida coastal classification, *Gulf Coast Assoc. Geol. Socs. Trans.* 10, pp. 259 - 266.
- TANNER, W. F., 1960b. Bases of coastal classification. *Southeastern Geology* 2, pp. 13 -22.
- VALENTIN, H., 1969. Principles of a handbook on regional coastal geomorphology of the world. *Zeitschr. Geomorphologie, N. F.*, 13, pp. 124- 129.
- ZENKOVICH, V. P., 1967. *Processes of Coastal Development*. Edinburgh: Oliver and Boyd, 738p.
- ΨΙΛΟΒΙΚΟΣ, Α., ΒΑΒΛΙΑΚΗΣ, Ε., ΛΑΓΓΑΛΗΣ, Θ. , 1986. Φυσικές και ανθρωπογενείς διεργασίες της πρόσφατης εξέλιξης του Δέλτα του Νέστου. Δελ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ. Τόμος XX, σελ. 313 - 324. Αθήνα
- YALTIRAK, C.; ALPAR, B.; SAKINC, M. AND H. YUCE, 2000. Origin of the Straits of Canakkale (Dardanelles): regional tectonics and the Mediterrane - Marmara incursion. *Marine geology* v. 164, pp.139-156.

ΑΝΘΡΩΠΟΓΕΝΕΙΣ ΠΑΡΑΓΟΝΤΕΣ ΣΤΗ ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ Β.Α. ΚΑΙ Α. ΤΩΝ ΛΟΥΤΡΩΝ ΤΗΣ ΑΙΔΗΨΟΥ ΠΕΡΙΟΧΗΣ (Β.ΕΥΒΟΙΑ)*

Κ. Α. ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΥ-ΒΡΥΝΙΩΤΗ¹

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην παρούσα εργασία μελετώνται ανθρωπογενείς γεωμορφές της Β.Α. και Α. των Λουτρών Αιδηψού περιοχής στη Β. Εύβοια, που οφείλονται σε μορφοδυναμικές διεργασίες οι οποίες προκύπτουν από τη χρήση της γης σε συνδυασμό με το κλίμα και τη λιθολογία. Εντοπίστηκαν γεωμορφές 1) που περιλαμβάνουν ένα εκτεταμένο δίκτυο χωρίς βλάστηση με γλωσσοειδείς επιφάνειες απόπλυσης οφειλόμενες στην κτηνοτροφία, 2) Υδρογραφικό δίκτυο τύπου Badlands έμμεσης (κτηνοτροφία) και άμεσης (οδοποιία) ανθρωπογενούς προέλευσης, 3) Πυραμιδοειδή Badlands - άμεσης ανθρωπογενούς προέλευσης. Οι ανωτέρω γεωμορφές επιταχύνουν τη διάβρωση με καταστροφικά φαινόμενα, (κατολισθήσεις, καθιζήσεις κ.λ.π.) που εντοπίστηκαν στις οδικές αρτηρίες Αιδηψού - Πολύλοφου και Λουτρών Αιδηψού - Ηλίων - Λίμνης. Γενικά η παρουσία τέτοιων ανθρωπογενών γεωμορφών πρέπει να λαμβάνεται υπ' όψιν κατά την κατασκευή τεχνικών έργων και προς τούτο προτείνονται ορισμένα προληπτικά μέτρα.

ABSTRACT

In the region located northeast and east of the Aedipsos Loutra area landforms of anthropogenic origin have been identified. The formation of these landforms has been attributed to morphodynamic processes that related to human interference; the latter is either straightforward, for example following road-construction, quarries or mines or indirect through human activities such as agriculture, stockbreeding and deforestation.

Furthermore, it has been identified that the combined action of natural and human factors has caused the formation of the following landforms (ordered from the older to recent ones):

- (i) Slopes of moderate gradients and valleys of "U" and "V" shape of natural origin
- (ii) A vegetation-free land-network with tongue-shaped washed surfaces attributed mainly to indirect anthropogenic influence i.e. stock-breeding
- (iii) Very fine hydrographic network of Badlands type being the product of direct and indirect human interference
- (iv) Badlands of pyramid form formed directly by the anthropogenic activities.

The landforms associated with stockbreeding are responsible for accelerated erosion and irregular water flow; these factors, in association with the local climatological conditions, operating on the tuffite formations has caused the development of badlands that destroy the existed valleys through the process of erosion. Pyramid badlands on the other side of the highway, connecting the village Aedipsos and Polilofo are the result of the intensive weathering processes following the construction of the road. Finally, active and inactive badlands exist along the coastal road Loutra Aedipsou-Ilia-Limni, with their formation attributed exclusively to anthropogenic factors.

The accelerated erosion, responsible for the above mentioned anthropogenic landforms cause often catastrophic phenomena such as landslides, subsidence etc, which has been observed along the road network of the study area. Therefore, the presence of this type of landforms should be taken under consideration for the construction of the various technical works. Besides, the taking of preventive measures, such as the abstraction of soft (erodible) lithological formations, the construction of slopes with small gradients, the avoidance of banking up etc.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: ανθρωπογενείς γεωμορφές, κτηνοτροφία, οδοποιία, Badlands, καταστροφές, προληπτικά μέτρα

KEY WORDS: anthropogenic landforms, stockbreeding, road construction, Badlands, catastrophe, preventive measures

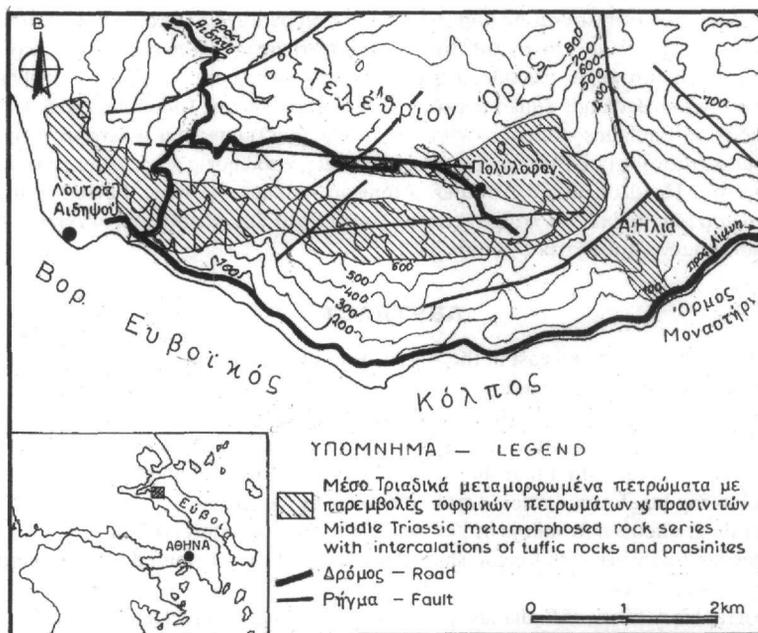
* ANTHROPOGENIC FACTORS IN THE GEOMORPHOLOGICAL EVOLUTION OF THE NE AND E REGION OF THE LOUTRA AEDIPSUS AREA (N. EVIA-HELLAS).

1. Τομέας Γεωγραφίας & Κλιματολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Αθηνών, Πανεπιστημιόπολις, 157 84, Αθήνα, Ελλάδα

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στην εργασία αυτή μελετώνται ανθρωπογενείς γεωμορφές, οι οποίες εντοπίστηκαν στα πλαίσια γεωμορφολογικής αναγνώρισης στην βορειανατολικά και ανατολικά των Λουτρών Αιδηψού περιοχή (Εικ. 1). Πρόκειται για γεωμορφές, που οφείλονται σε μορφοδυναμικές διεργασίες, οι οποίες προκύπτουν από ανθρώπινους παράγοντες και προκαλούν ταχεία μεταβολή του ανάγλυφου με συχνά καταστροφικά φαινόμενα.

Η περιοχή μελέτης συνδέεται με το χωριό Αιδηψός μέσω του ασφαλτοστρωμένου δρόμου Αιδηψού - Πολύλοφου - Μονής Αγ. Γεωργίου Ηλίων, ο δε παραλιακός δρόμος Λουτρών Αιδηψού - Ηλίων - Λίμνης αποτελεί την κύρια οδική αρτηρία. Αναπτύσσεται στις ΝΔ παρυφές του Τελέθριου όρους σε υψόμετρο 440-580m, με κλιθείς ήπιας κλίσης 7°-15° και κοιλάδες σχήματος "V" ή "U", οι οποίες συνθέτουν το υδρογραφικό της δίκτυο που εμφανίζει παροδική, επεισοδιακή ροή.



Εικ.1 Μελετηθείσα περιοχή

Fig.1 Studied area Το κλίμα της ανήκει στη μεταβατική ζώνη, που τείνει περισσότερο προς το ηπειρωτικό μεσογειακό (Kotinis, S. R. and al 1984) με μέση ετήσια θερμοκρασία 15° C, βροχόπτωση 600-800mm ετησίως, χιονοπτώσεις ενίοτε, ηλιοφάνεια 2600-2700 ώρες ετησίως μέση σχετική υγρασία 75%-80% και πίεση 1015 mb.

Παρατηρείται αυτοφυής βλάστηση που χαρακτηρίζεται από ποικιλία θαμνωδών φυτών με πλούσια ανθοφορία, όπως το θυμάρι, το φασκόμηλο, ο πρίνος, η κουμαριά, η ασφάκα κ.λ.π. ενώ οι καλλιέργειες περιορίζονται σε λίγα ελαιόδεντρα. Οι κάτοικοι παλαιότερα ασχολούνταν κυρίως με την κτηνοτροφία, ενώ σήμερα περισσότερο με τον τουρισμό.

Από lithological άποψη το προλιθανθρακοφόρο κρυσταλλικό υπόβαθρο της μελετώμενης περιοχής αποτελείται από γνευσίους και γνευσιοσχιστολίθους. Στο αλκικό υπόβαθρο εμφανίζονται μεσοτριαδικά μεταμορφωμένα βασικά εκρηξιγενή πετρώματα (πρασινίτες, πρασινόλιθοι) με παρεμβολές σχιστολίθων, φυλλιτών και ενσπρώσεων κρυσταλλικών ασβεστολίθων και δολομιτών. Επίσης κάτω - μεσοτριαδικά μεταμορφωμένα πετρώματα (αρκόζες, σερικιτικοί - ασβεστιτικοί ασβεστολίθοι και φυλλίτες) με παρεμβολές τοφφικών πετρωμάτων και πρασινιτών (Εικ. 1). Πλειστοκαινικά, ολοκαινικά κορήματα και κώνιοι απόθεσης εμφανίζονται σποραδικά (Κατσικάτσος, Γ. κ.α., 1984). Από τεκτονική άποψη η περιοχή ανήκει στην πελαγονική ζώνη είναι δε έντονα τεκτονισμένη με επικρατούσες διευθύνσεις ρηγμάτων Α-Δ, ΒΑ-ΝΔ και ΒΔ-ΝΑ.

2. ΑΝΘΡΩΠΟΓΕΝΕΙΣ ΓΕΩΜΟΡΦΕΣ

Οι ανθρωπογενείς γεωμορφές στους οποίους οφείλονται οι μορφοδυναμικές διεργασίες, που δημιουργούν τις ανθρωπογενείς λεγόμενες γεωμορφές προκύπτουν από τη χρήση της γης για οικιστικούς και οικονομικούς

λόγους και διακρίνονται σε άμεσους όπως η οδοποιία, τα λατομεία, τα μεταλλεία και έμμεσους όπως η κτηνοτροφία, οι καλλιέργειες, η αποψίλωση, οι πυρκαγιές των δασών κ.λ.π. (Riedl, H.1994,5, Echtinger, H.1996). Προκαλούν συχνά σημαντική επιτάχυνση και εντατικοποίηση των υφιστάμενων διαδικασιών διάβρωσης με καταστροφικά αποτελέσματα.

Στην προκειμένη περίπτωση λόγω της ενασχόλησης των κατοίκων με την κτηνοτροφία παρουσιάζεται σε μεγάλη έκταση διακοπή της φυτοκάλυψης, η οποία παρεμποδίζεται από διόδους πλάτους 10cm-40cm, που οφείλονται στα πατήματα των αιγοπροβάτων. Δημιουργούνται έτσι γεωμορφές που περιλαμβάνουν ένα εκτεταμένο δίκτυο χωρίς βλάστηση με γλωσσοειδείς επιφάνειες απόπλυσης μήκους 1-2m και μέγιστου πλάτους 0,5m, οι οποίες ευνοούν τη δίοδο του νερού (Εικ.2) και συνεπώς επιταχύνουν τη διάβρωση των κλιτύων.



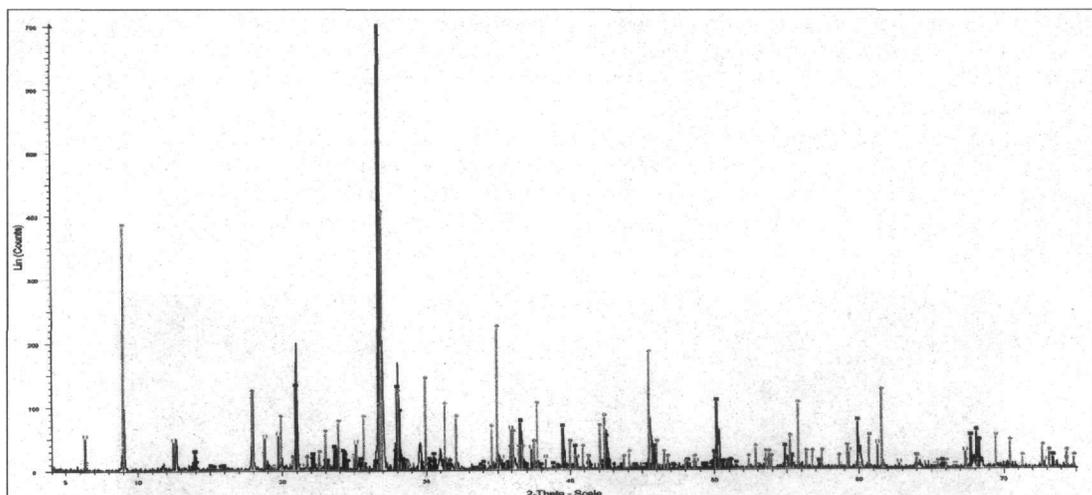
Εικ.2 Γεωμορφές οφειλόμενες στην κτηνοτροφία
Fig.2 Landforms related to stockbreeding activities

Στις περιοχές των τοφικών σχηματισμών λόγω των παραπάνω γεωμορφών και του κλίματος δημιουργούνται γεωμορφές Badlands. Ο όρος, από την Αμερικάνικη ορολογία, αναφέρεται σε άσχημες, άχρηστες χωρίς καμιά αξία περιοχές (π.χ Νότια Ντακότα). Στη γεωμορφολογία θα μπορούσαμε να πούμε ότι πρόκειται για μια ιδιαίτερη περίπτωση υδρογραφικών λεκανών με πολύ λεπτό, ήτοι μεγάλης πυκνότητας και συχνότητας υδρογραφικό δίκτυο, που για να δημιουργηθούν απαιτείται ο συνδυασμός πολύ μαλακών σχηματισμών και κλίματος ημίξηρου - ξηρού με επεισοδιακές, έντονες βροχοπτώσεις. Απαντώνται συχνά στα μεσογειακά κλίματα και είναι φυσικής ή ανθρωπογενούς προέλευσης, αναπτυσσόμενα ταχύτατα, με ελάχιστη ή καθόλου φυτοκάλυψη επιταχύνοντας τη διάβρωση (Schumm, S.A.1956b, Leser, H.1995).

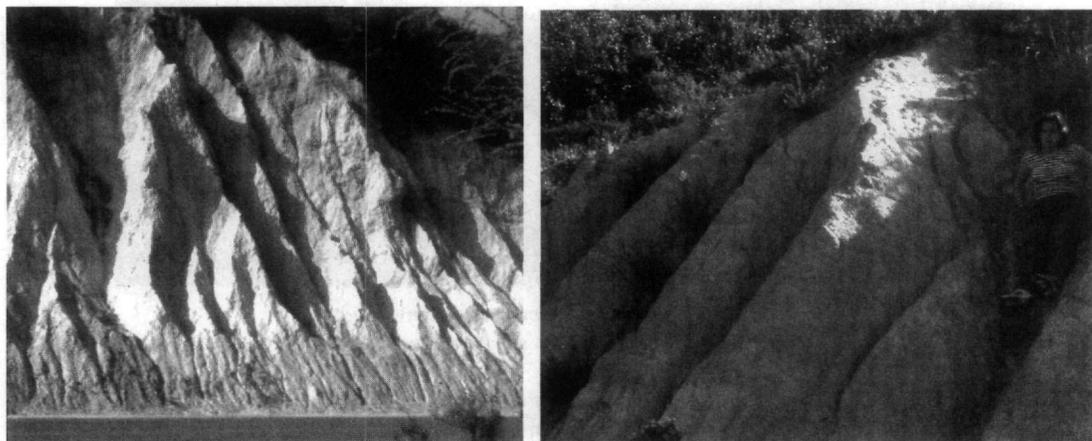
Στην περιοχή έρευνας υπάρχουν οι κατάλληλες προϋποθέσεις για την ανάπτυξη γεωμορφών αυτού του τύπου τόσο ως προς το κλίμα όσο και ως προς τη λιθολογία σύμφωνα με τα εισαγωγικά στοιχεία. Επίσης σύμφωνα με το ακτινογράφημα (Εικ. 3) για τον προσδιορισμό των ορυκτολογικών φάσεων, που υπάρχουν στο εκεί υλικό είναι προφανής η επικράτηση των φυλλοπιριτικών ορυκτών (χαλαζιάς) καθώς και ορυκτών με φυλλώδη υφή (μοσχοβίτη, αλβίτη, κλινόχλωρο, χλωρίτη) που ως γνωστόν διευκολύνει τους παράγοντες αποσάθρωσης στο πέτρωμα (Κυριακόπουλος, Κ., κ.α. 1990). Συνεπώς στο υλικό της περιοχής εμπεριέχονται ορυκτά επικίνδυνα, που θεωρούνται υπεύθυνα για τη μείωση της μηχανικής αντοχής αυτού.

Παρατηρήθηκαν Badlands με οξύληκτες αύλακες βάθους από λίγα cm μέχρι 3,5 m και επίσης οξύληκτες ράχες (Εικ. 4), που ακολουθούν τη διεύθυνση των κλιτύων χωρίς φυτοκάλυψη ήτοι ενεργά, που καταστρέφουν τις αρχικές κοιλάδες. Εντοπίστηκαν επίσης Badlands με αποστρωγγλωμένες ράχες και αύλακες με μικρή φυτοκάλυψη, τα οποία είναι παλαιότερα από τα προηγούμενα και ανενεργά (Εικ. 5).

Εκατέρωθεν της οδικής αρτηρίας Πολυλόφου - Αιδηψού παρατηρούνται Badlands με μορφή πυραμίδας στους τόφους. Δημιουργούνται διότι λόγω των άμεσων ανθρωπογενών παραγόντων (οδοποιία), δημιουργήθηκαν προϋποθέσεις για ακόμη εντονότερη διάβρωση με αποτέλεσμα να αποκόπτονται τα αρχικά Badlands και να καταστρέφονται.



Εικ.3 Ακτινογράφημα
Fig.3 X-Ray.



Εικ.4, 5 Badlands

Στη μελετηθείσα λοιπόν περιοχή υπάρχει η εξής ακολουθία γεωμορφών από τις παλαιότερες προς τις νεότερες.

- 1) Κλιτείες με ήπιες κλίσεις και κοιλάδες “V” και “U” - φυσικής προέλευσης
- 2) Δίκτυο χωρίς βλάστηση με γλωσσοειδείς επιφάνειες απόπλυσης - έμμεσης ανθρωπογενούς προέλευσης
- 3) Υδρογραφικό δίκτυο τύπου Badlands - άμεσης και έμμεσης ανθρωπογενούς προέλευσης
- 4) Πυραμδοειδή Badlands - άμεσης ανθρωπογενούς προέλευσης

Badlands οφειλόμενα σε μορφοδυναμικές διεργασίες που επιταχύνθηκαν με την κατασκευή του παραλιακού δρόμου Λ. Αιδηψού - Ηλίων - Λίμνης εντοπίσαμε στη θέση Ηλία, στο με διεύθυνση Α-Δ πρανάς του δρόμου. Αναπτύσσονται στους τόφρους σε μήκος 100m και φθάνουν σε ύψος τα 15m πάνω από το οδόστρωμα. Οι ράχες και οι αύλακες αυτών είναι απότομες με διεύθυνση ανατολική και συνήθως χωρίς φυτοκάλυψη. Παρατηρούνται όμως και αποστρογγυλωμένα Badlands με κάποια φυτοκάλυψη.

3. ΕΠΙΠΤΩΣΕΙΣ - ΠΡΟΛΗΠΤΙΚΑ ΜΕΤΡΑ

Όπως αναφέραμε οι παραπάνω ανθρωπογενείς γεωμορφές επιταχύνουν τη διάβρωση με δυσμενείς συχνά επιπτώσεις. Έτσι το οδόστρωμα του οδικού δικτύου Αιδηψού -Πολύλοφου, που διέρχεται από αυτές έχει σε αρκετά σημεία υποστεί καθίζηση της τάξης των 20cm-50cm (Εικ. 6), επίσης σε κάποια τμήματα τα άκρα του δρόμου έχουν αποκοπεί. Τα φαινόμενα αυτά είναι εντονότερα στις θέσεις όπου στα κατάντι του δρόμου υπάρχει επιχωμάτωση με τοφρικά υλικά και δημιουργούνται πρανά με μεγάλες κλίσεις.



Εικ.6 Καθίζηση οδοστρώματος
Fig.6 Subsidence of the road surface

Ο παραλιακός δρόμος Λ. Αιδηψού - Ηλίων - Λίμνης σε υψόμετρο 20-80m όπου το ανάγλυφο της περιοχής έχει και μεγάλες κλίσεις, 25°-35°, παρουσιάζει κατολισθητικά φαινόμενα σε πολλές θέσεις. Θα σταθούμε στη θέση Ηλία όπου η παρουσία ανενεργών Badlands φανερώνει ότι αρχικά ο δρόμος είχε έντονα προβλήματα κατολισθήσεων μέχρις ότου το πρηνές του απέκτησε ηπιότερη κλίση και βρήκε σ' ένα βαθμό την ισορροπία του.

Η έντονη διάβρωση, που γίνεται σήμερα στο πρηνές αυτού κατά τη διάρκεια επεισοδιακών βροχοπτώσεων, με αποτέλεσμα την ανάπτυξη των ενεργών Badlands λόγω της ηπιότερης τώρα κλίσης του δεν είναι σε θέση να δημιουργήσει έντονα καταστροφικά φαινόμενα. Επομένως τα αρχικά προβλήματα θα μπορούσαν να αποφευχθούν εάν ευθύς εξ αρχής δινόταν ηπιότερη κλίση στο πρηνές του ή εάν, εφ' όσον ήταν δυνατόν, γινόταν απόληψη του τοφφικού υλικού.

Είναι προφανές ότι όταν κατά τη γεωμορφολογική αναγνώριση μιας περιοχής εντοπίζονται γεωμορφές αυτών των τύπων θα πρέπει να λαμβάνεται ιδιαίτερη μέριμνα κατά την κατασκευή τεχνικών έργων. Όταν πρόκειται για έργα οδοποιίας το καλλίτερο είναι να αλλάξει η χάραξη του υπό μελέτη δρόμου. Αν όμως για κάποιους λόγους αυτό δεν είναι εφικτό θα πρέπει να γίνεται απόληψη των ανεπιθύμητων υλικών (π.χ. τοφφικά) εφ' όσον αυτά έχουν περιορισμένη εξάπλωση. Στην αντίθετη περίπτωση η δημιουργία αναβαθμίδων στα ανάντι του δρόμου, θα μετριαστεί την κλίση του πρηνούς του και θα τον προστατεύσει σε μεγάλο βαθμό από τις κατολισθήσεις. Επιχωμάτωση βέβαια στα κατάντι του δρόμου με υλικά από τη διάνοιξη πρέπει να αποκλειστεί, διότι η γρήγορη διάβρωση αυτών είναι επόμενο να οδηγήσει στην πτώση του.

4. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

Στην Β.Α. και Α. των Λουτρών Αιδηψού περιοχή εντοπίστηκαν ανθρωπογενείς γεωμορφές οφειλόμενες σε μορφοδυναμικές διεργασίες που προκύπτουν από έμμεσες και άμεσες ανθρωπίνες δραστηριότητες.

Λόγω της κτηνοτροφίας δημιουργείται ένα σύνολο γεωμορφών αποτελούμενο από ένα εκτεταμένο δίκτυο χωρίς βλάστηση με γλωσσοειδείς επιφάνειες απόπλυσης, οι οποίες επιταχύνουν τη διάβρωση των κλιτύων.

Όπου οι παρεμβολές των τοφφικών πετρωμάτων είναι εκτεταμένες λόγω των παραπάνω γεωμορφών, που επιτρέπουν την ακατάστατη διέλευση του νερού και του κλίματος δημιουργούνται γεωμορφές τύπου Badlands, που εκβαθύνουν και καταστρέφουν τις αρχικές κοιλάδες.

Εκατέρωθεν της οδικής αρτηρίας Πολύλοφου - Αιδηψού παρατηρούνται πυραμιδοειδή Badlands, διότι λόγω του δρόμου η διάβρωση γίνεται ακόμα πιο έντονη. Στον παραλιακό δρόμο Λ. Αιδηψού - Ηλίων υπάρχουν Badlands ανενεργά και μη οφειλόμενα αποκλειστικά σε ανθρωπογενείς παράγοντες.

Η επιταχυνόμενη διάβρωση, που οφείλεται στις ανωτέρω ανθρωπογενείς γεωμορφές προκαλούν συχνά καταστροφικά φαινόμενα όπως κατολισθήσεις, καθιζήσεις κ.λ.π. που εντοπίσαμε στις οδικές αρτηρίες της μελετηθείσας περιοχής.

Η παρουσία των παραπάνω γεωμορφών πρέπει να λαμβάνεται σοβαρά υπ' όψιν κατά την κατασκευή τεχνικών έργων. Προς τούτο η λήψη προληπτικών μέτρων όπως η απόληψη μη συνεκτικών υλικών, η δημιουργία πρηνών με ήπια κλίση, η αποφυγή επιχωματώσεων κ.λ.π. κρίνεται απαραίτητη.

5. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ÄCHTINGER H. 1996: Die Kousequenzen anthropogen gesteuerter Prozesse anf die Lauschftsökologie der Insel Thasos - Nordgriechenland Diss.Univ.Salzburg S.210 -Austria
- ΚΑΤΣΙΚΑΤΣΟΣ, Γ., ΜΕΤΤΟΣ, Α., ΒΙΔΑΚΗΣ Μ. 1984: Γεωλογικός Χάρτης, Κλ.1:50.000 Φύλλο Ιστιαία εκδόσεις Ι.Γ.Μ.Ε. ΑΘΗΝΑ
- KOTINIS, S.K and al 1984: Criterion of Defining Trasional zone between Humid Continental and Mediterranean Climates in the Region of Greece Journal of Climatology V.4 PP 99-104
- KYRIAKOPOULOS, K., SOTIRIOU, K., STAMATAKIS, M. 1990: The Authigenic minerals formed from volcanic emanations at Sousaki, West Attica Peninsula, Greece. Canadian Mineralogist Vol, 28 pp.363-368
- LESER, H. 1995: Geomorphologie s.218 Westermann Braunschsnweig
- MACROPOULOS, T., KATERINOPOULOS, A. 1986: Die Alunit - vorkommen von Milos, Griechenland. Mineralbestand und Genese Chem Erde 45,105-112
- RIEDL, H. 1994: The Human impact on the soil erosion in Greece Bul. Geol.Soc. Greece Volxxx14,pp15-27
- RIEDL, H. 1995: Beitrage zur regionalen Geographie derinsel Tinos mit besondere Berücksichtigung des quasimaturlichen Formen schatzes S11-83 Salzburgen Geographische Arbeiten Univ. Salzburg Austria
- SCHUMM, S.A 1956b: Evolution of drainage systems and slops in Badlands at Perth Amboy. N.J.Bull.Geol.Soc.Am 67,597-646
- ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ, Ν., ΑΛΕΞΟΥΛΗ - ΛΕΙΒΑΔΙΤΗ, Α., ΛΕΙΒΑΔΙΤΗΣ, Γ., ΚΥΡΟΥΣΗΣ, Ι. (1996). Γεωμορφολογική έρευνα και παρατηρήσεις σχετικές με την υδροφορία και τη μόλυνση των επιφανειακών και υπόγειων νερών στη λεκάνη των ποταμών Κηρέα και Νηλέα (Β.Α. Εύβοια). Πρ. 3ου Συν. Δελ. Ελ. Γεωλ. Ετ. Τόμ. XX3/σελ. 115-132, ΑΘΗΝΑ 1988

ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ ΣΕ ΚΑΡΣΤΙΚΕΣ ΓΕΩΜΟΡΦΕΣ ΤΩΝ ΟΡΕΙΝΩΝ ΟΓΚΩΝ ΠΑΡΝΑΣΣΟΥ, ΕΛΙΚΩΝΑ, ΓΚΙΩΝΑΣ (ΕΛΛΑΔΑ)*

Κ. ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΥ ΒΡΥΝΙΩΤΗ¹ & Θ. ΜΠΕΛΛΟΣ²

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στους τρεις ορεινούς όγκους, Παρνασσού, Ελικώνα, Γκιώνας, παρατηρείται μεγάλη εξάπλωση καρστικών γεωμορφών, όπως Trummerkarren, δολίνες, πόλγες, αποτέλεσμα τόσο των τεκτονικών όσο και των κλιματογεωμορφολογικών συνθηκών που επικράτησαν στην περιοχή. Οι καρστικές γεωμορφές αναπτύσσονται κυρίως στα υψόμετρα 800 - 1500 m ακολουθώντας τη διεύθυνση των κύριων ρηγμάτων (ΒΔ-ΝΑ), ήτοι το κάρστ είναι κατευθυνόμενο.

Στην εργασία αυτή αναλύονται οι σημαντικότερες πόλγες της Δυτικής Γκιώνας και επιχειρείται η σύγκριση αυτών με τις υπάρχουσες στους γειτονικούς ορεινούς όγκους, βάσει προγενέστερων μελετών, προκειμένου να εντοπιστούν οι κοινές και μη συνθήκες που επικράτησαν κατά τη δημιουργία και εξέλιξή τους.

ABSTRACT

Various karst landforms, on the surface or underground, of different ages and sizes were formed on the mountains of Parnassos, Helikon and Giona because of suitable lithological, tectonic and climate conditions. The landforms of Trummerkarren have big extension and they are connected by the microtectonic and the climate. Dolines exist on high elevations and their main direction is NW-SE. The number of poljes is smaller than the other landforms and they are a result of the geological, tectonic and geomorphological conditions on the three mountains.

On the west side of mountain Giona were observed karst basins with directions NW-SE. The main of them were Taratsa, Gardenitsa, and Kampos. The geological base of them is limestone of zone of Parnassos with parts of flysch. On the basins exist karst peripheral levels which show the way which they were created (tectonic).

After the comparison between poljes of Giona and poljes of Parnassos - Helikon the deduction is that all of them are polygenetic poljes with age of Mio-Pliocene which were created by calm tectonic conditions and hot and humid climate. The development of karst forms was determined by tectonic action. The landforms on the three mountains have direction of NW-SE and the type of that karst is called "Gerichtete karst". The bottom of all the poljes is level and it consists of alluvial deposits. On the margins of the poljes exist unconnected talus. During the winter time flood appears at all the small drainage through ponors (lake polje).

ΛΕΞΕΙΣ-ΚΛΕΙΔΙΑ: Κατευθυνόμενο Κάρστ. Τεκτονική. Κλίμα. Μειοπλειόκαινο. Πολυγενετικές λιμνοπόλγες.

KEY WORDS: Gerichtete karst. Tectonic. Climate. Mio-Pliocene. Polygenetic lake Polje.

1. ΓΕΝΙΚΑ

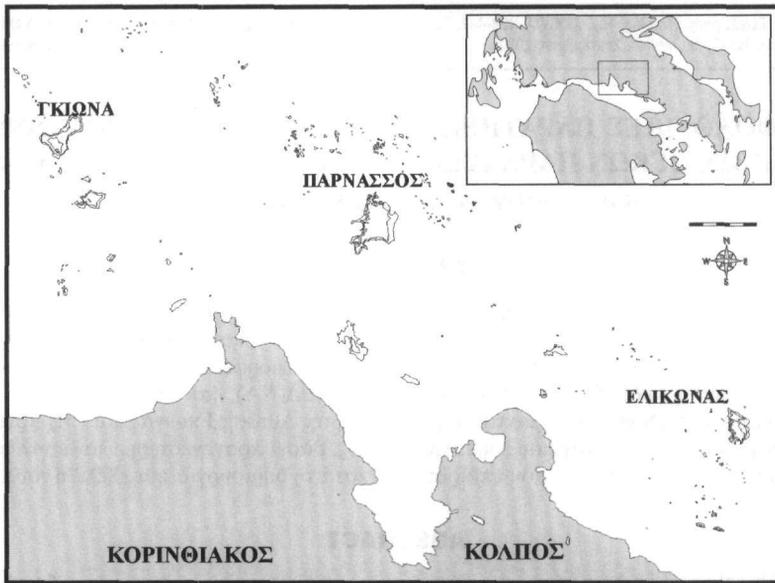
Στους τρεις γειτονικούς ορεινούς όγκους Ελικώνα, Παρνασσού και Γκιώνας αναπτύχθηκαν πολλές και ποικίλες καρστικές μορφές επιφανειακές και υπόγειες, μικρές και μεγάλες, διαφόρων ηλικιών λόγω κατάλληλων lithολογικών, τεκτονικών και κλιματικών συνθηκών. Αξιοσημείωτη είναι η μεγάλη εξάπλωση των Trummerkarren, η δημιουργία των οποίων είναι άρρηκτα συνδεδεμένη με τη μικροτεκτονική και το κλίμα (ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΥ, Κ. 1989). Προφανής είναι η επικράτηση των δολινών η κύρια διεύθυνση ανάπτυξης των οποίων είναι ΒΔ-ΝΑ (ΜΠΕΛΛΟΣ, Θ., 2000). Οι υπάρχουσες πόλγες είναι πολύ λιγότερες όμως η δημιουργία και η εξέλιξη αξιόλογων πολγών, όπως των Καλυβίων Αραχώβης στο ΝΔ Παρνασσό (ΛΕΟΝΤΑΡΗΣ, Σ., 1975) και του Ελικώνα στον Α. Ελικώνα (ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΥ, Κ., 1990), είναι ενδεικτικές των γεωλογικοτεκτονικών και κλιματογεωμορφολογικών συνθηκών στους δυο αυτούς ορεινούς όγκους.

Στην εργασία αυτή αναλύονται οι σημαντικότερες πόλγες της Δυτικής Γκιώνας και επιχειρείται η σύγκριση αυτών με τις υπάρχουσες στους γειτονικούς ορεινούς όγκους, (σχ. 1) βάσει προγενέστερων μελετών, προκειμένου να εντοπιστούν οι κοινές και μη συνθήκες που επικράτησαν κατά τη δημιουργία και εξέλιξή τους, οι οποίες ασφαλώς επηρέασαν αναμφίβολα τη γεωμορφολογική εξέλιξη και των τριών αυτών ορεινών όγκων.

* GEOMORPHOLOGICAL OBSERVATION IN KARST LANDFORMS IN THE MOUNTAINS OF PARNASSOS-HELIKON-GIONA (GREECE)

1. Τομέα Γεωγραφίας & Κλιματολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Παν/μο Αθηνών, Πανεπιστημίοπολη, 157 84, Αθήνα, Ελλάδα.

2. Μ. Μαυρογένους 2, 173 42, Αθήνα, Ελλάδα.



ΣΧ. 1. Μελετώμενη περιοχή
 FIG. 1. Studied area

2. ΑΝΑΛΥΣΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

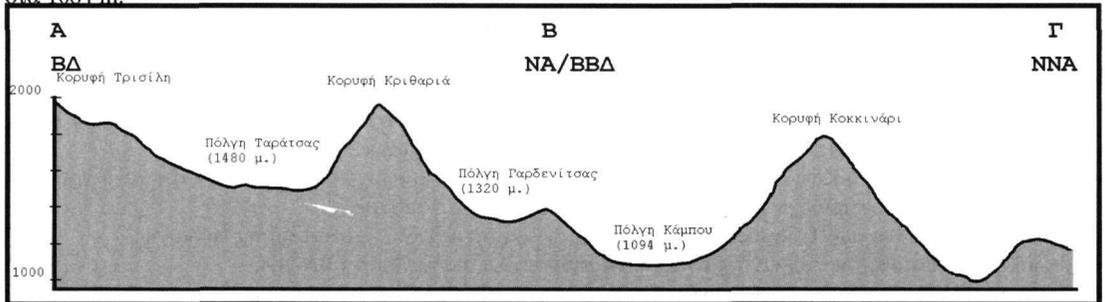
Στη δυτική Γκιώνα 3 Km περίπου νότια της ψηλότερης κορυφής της (1510 m) και σε απόσταση 9 Km περίπου ΒΔ της Αμφισσας εντοπίστηκε σειρά καρστικών λεκανών κλιμακωτά διατεταγμένων με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, οι μεγαλύτερες των οποίων είναι η Ταράτσα, η Γαρδενίτσα και ο Κάμπος, συνολικής έκτασης 31.5 Km². Αναπτύσσονται σε μεσοζωικούς ασβεστόλιθους της ενότητας Παρνασσού, κατά θέσεις δε παρατηρούνται μικρές εμφανίσεις φλύσχη του Παλαιογενούς.

Η λεκάνη της Ταράτσας έχει έκταση 11.8 Km² και ορίζεται από τις κορυφές Μακρυλάκκος 2175 m (βόρεια), Χιονιάς 1992 m (ανατολικά), Τρισίλη 2042 m (δυτικά) και Κριθαριά 1979 m (νότια). Αναπτύσσεται σε ασβεστόλιθους ιουρασικούς και “ενδιάμεσους” του Τιθώνιου-Κενομάνιου, ενώ ο πυθμένας της καλύπτεται από αλλουβιακές αποθέσεις και κατά τόπους παρατηρούνται πλευρικά κορήματα. Αποτελείται από δυο σαφώς διαχωρισμένα τμήματα, Ρωμαίικα στα 1554 m και Ταράτσα στα 1494 m. Στα περιθώρια αυτών παρατηρούνται καρστικά περιφερειακά επίπεδα στα 1600, 1580, 1560 και 1540, που φανερώνουν μια αρχικά ενιαία λεκάνη και τη μετέπειτα διαμόρφωσή της, που έγινε σταδιακά λόγω παράλληλων ρηγματίων με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ. Τα ρήγματα αυτά έχουν επηρεάσει και το υδρογραφικό της δίκτυο, το οποίο αναπτύσσεται κυρίως στην ίδια διεύθυνση με αυτά. Η αποστράγγισή της πραγματοποιείται ουσιαστικά υπογείως προς νότο, μέσω καταβόθρας πλημμελώς που βρίσκεται στα 1494 m.

Η λεκάνη της Γαρδενίτσας με έκταση 6.0 Km² ορίζεται από τις κορυφές Χιονιάς (1992 m) βόρεια, Τσούκα (1843 m) δυτικά, Αμάραθα (1727 m) ανατολικά και Μεγάλη Τούρλα (1490 m) και Σκλαβωτιά (1650 m) νότια και το πεδινό της τμήμα βρίσκεται στα 1315 m. Αναπτύσσεται σε “ενδιάμεσους” ασβεστόλιθους του Τιθώνιου-Κενομάνιου και σε κρητιδικούς ρουδιτοφόρους, ενώ μικρή εμφάνιση φλύσχη παρατηρείται στο νότιο τμήμα της. Ο πυθμένας της πόλγης είναι καλυμμένος από αλλουβιακές προσχώσεις, ενώ κατά τόπους παρατηρούνται πλευρικά κορήματα και κώνοι κορημάτων. Καρστικές πηγές επαφής παρατηρούνται στο νότιο τμήμα της (επαφή φλύσχη και ασβεστόλιθων). Η αποστράγγισή της γίνεται μέσω καταβόθρας πλημμελώς στα 1315 m και οι χείμαρροι που αποτελούν το επιφανειακό της υδρογραφικό δίκτυο ακολουθούν όπως και στην προηγούμενη τη διεύθυνση των ρηγματίων, δηλαδή ΒΔ-ΝΑ.

Η λεκάνη του Κάμπου έχει έκταση 13.7 Km² και ορίζεται βόρεια από τις κορυφές Αμάραθα (1727 m) και Μεγάλη Τούρλα (1490 m), δυτικά Κούκο (1570 m), νότια Τιχιούνη (1843 m) και Κοκκινάρι (1911 m) και ανατολικά Κουτρούλη Ράχη (1598 m). Αναπτύσσεται σε ιουρασικούς ασβεστόλιθους και σε “ενδιάμεσους” του Τιθώνιου-Κενομάνιου. Ο πυθμένας της καλύπτεται από αλλουβιακές προσχώσεις και στα περιθώριά της παρατηρούνται πλευρικά ημισυνεκτικά ασβεστολιθικά κορήματα. Χαρακτηριστικές μορφές της λεκάνης αυτής

είναι οι μικροί υπολειμματικοί λόφοι Hums που παρατηρούνται στο βόρειο μέρος και τα καρστικά περιφερειακά επίπεδα στα 1100, 1120 και 1140 m, που αποτελούν έκφραση της σταδιακής διαμόρφωσής της από παράλληλα ρήγματα διεύθυνσης Β-Ν και ΒΒΔ-ΝΝΑ. Τα ρήγματα αυτά έχουν επηρεάσει και το υδρογραφικό της δίκτυο, το οποίο αναπτύσσεται κυρίως στην ίδια διεύθυνση με αυτά και αποτελείται από μικροχειμάρρους. Η αποστράγγιση της πραγματοποιείται υπογειώς προς τα δυτικά, μέσω καταβόθρας πλημμελώς που βρίσκεται στα 1084 m.



ΣΧ. 2. Τοπογραφική τομή των πολγών
FIG. 2. Topographic section of poljes

3. ΣΥΝΘΕΣΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Οι καρστικές μορφές που αναλύθηκαν παραπάνω:

- αναπτύσσονται όλες σε ασβεστολιθικά πετρώματα διαφορετικής ηλικίας, ενώ μικρή εμφάνιση φλύσχη παρατηρείται στη λεκάνη της Γαρδενίτσας και έχουν διεύθυνση ανάπτυξης ΒΔ-ΝΑ η οποία ταυτίζεται με τη κύρια διεύθυνση των ρηγμάτων της περιοχής,
- είναι κλειστές με υπόγεια αποστράγγιση ενώ η επιφανειακή απορροή είναι περιοδική (μικροχειμάρροι),
- έχουν επίπεδο και πολύ γόνιμο έδαφος “τύπου πόλγης”, με μεγάλη περιεκτικότητα σε αργιλικά υλικά,
- εμφανίζουν καρστικά περιφερειακά επίπεδα τα οποία είναι ενδείξεις τεκτονικής δράσης και μετέπειτα σταδιακής διαμόρφωσης παράλληλα σε ρήγματα ΒΒΔ-ΝΝΑ,
- αποτελούν συνεπώς πόλγες, οι οποίες αναπτύχθηκαν σε διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ παράλληλα στα κύρια ρήγματα της περιοχής και κλιμακωτά λόγω εγκάρσιων ρηγμάτων στα οποία οφείλεται και ο κατακερματισμός τους.

Στο σχήμα 2 βλέπουμε το σημερινό ανάγλυφο της περιοχής, όπου διακρίνεται με σαφήνεια μια επίπεδη επιφάνεια σε κλιμακωτή μορφή στα υψόμετρα 1100, 1300, 1500 m. Αποτελούν προφανώς τμήματα μιας αρχικά ενιαίας επιφάνειας διάβρωσης που κατακερματίστηκε λόγω τεκτονικών αιτιών και βρίσκονται σήμερα σε διαφορετικά υψόμετρα. Η επιφάνεια αυτή ταυτίζεται με εκείνη των Καλυβίων Αραχώβης στον Παρνασσό, η οποία αναπτύσσεται στα 1000-1300 m.

Οι πόλγες της Δ. Γκιώνας, ως μέρος αυτής της επιφάνειας, πρωτοεμφανίστηκαν κάτω από σχετικά ήρεμες τεκτονικές και ευνοϊκές για την ανάπτυξη τέτοιων μορφών κλιματικές συνθήκες. Όπως συνέβη και στις πόλγες των γειτονικών ορεινών όγκων, Καλυβίων Αραχώβης, Ελικώνα, θα πρέπει και εδώ η περίοδος του Μειο-Πλειόκαινου με κλίμα θερμό και υγρό να αποτελεί την αφετηρία της δημιουργίας τους.

4. ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ

Συγκρίνοντας τις πόλγες που αναλύθηκαν παραπάνω με τις πόλγες των Καλυβίων Αραχώβης και του Ελικώνα, με βάση τις προϋπάρχουσες μελέτες καταλήγουμε στα εξής:

- πρόκειται για πολυγενετικές πόλγες που άρχισαν να δημιουργούνται στο αν. Μειόκαινο - κατ. Πλειόκαινο, με σχετικά ήρεμες από τεκτονική άποψη συνθήκες και κλίμα θερμό και υγρό,
- η δημιουργία τους είναι αποτέλεσμα οριζόντιας χημικής διάβρωσης των διαφορετικής ηλικίας ασβεστολίθων, που ενισχύθηκε από την τεκτονική. Η κυριότερη διεύθυνση ρηγμάτων, ΒΔ-ΝΑ, καθόρισε την ανάπτυξη ενός “κατευθυνόμενου karst” (Gerichtete) κατά την ίδια διεύθυνση και στους τρεις ορεινούς όγκους,
- τα καρστικά περιφερειακά επίπεδα σε διάφορα υψόμετρα φανερώνουν τη σταδιακή ταπεινώση των πολγών λόγω ρηγμάτων ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης,
- το υδρογραφικό δίκτυο όλων των πολγών έχει επηρεαστεί από την τεκτονική της περιοχής και αναπτύσσεται σε πολλές περιπτώσεις παράλληλα προς τις διευθύνσεις των κύριων ρηγμάτων, δηλαδή ΒΔ-ΝΑ,

- ο πυθμένας όλων των πολγών είναι επίπεδος (γόνιμο έδαφος για καλλιέργειες) και καλύπτεται από αλλοβιακές αποθέσεις, προερχόμενες από τη διάλυση των ασβεστόλιθων και του φλύσχη, ενώ, πλευρικά, στις κλιτείες των πολγών παρατηρούνται ασύνδετα κορήματα και, κατά τόπους, κώννοι κορημάτων,
- χαρακτηριστικοί είναι οι υπολειμματικοί λόφοι Hums που παρατηρούνται στις περισσότερες από αυτές,
- πρόκειται για κλειστές πόλγες, η δε αποστράγγισή τους γίνεται αποκλειστικά από καταβόθρες. Κατά τη διάρκεια του χειμώνα όλες οι πόλγες πλημμυρίζουν εν μέρει λόγω πλημμελούς αποστράγγισής τους μέσω καταβοθρών, γι' αυτό χαρακτηρίζονται περιοδικές λιμνοπόλγες.

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Από τη μελέτη των επιφανειακών καρστικών μορφών και των πολγών στους τρεις ορεινούς όγκους, Ελικώνα, Παρνασσού και Γκιώνας, καταλήγουμε στα παρακάτω συμπεράσματα:

- αναπτύσσονται σε μεσοζωικούς ασβεστόλιθους διαφορετικών ηλικιών, που επιτρέπουν την ταχύτερη διάλυση, ενώ εμφανίσεις φλύσχη παρατηρούνται στις μεγαλύτερες από αυτές,
- η μεγάλη εξάπλωση των Trumpekarften δηλώνει τη μικροτεκτονική κατάσταση της περιοχής,
- οι δολίνες και στους τρεις ορεινούς όγκους αναπτύσσονται σε διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ,
- η παρουσία των καρστικών περιφερειακών επιπέδων σε διάφορα υψόμετρα φανερώνουν τη σταδιακή ταπείνωση των πολγών των ορεινών αυτών όγκων λόγω τεκτονισμού,
- οι μεγαλύτερες καρστικές μορφές αναπτύσσονται και στους τρεις ορεινούς όγκους κατά τη διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, δηλαδή στη διεύθυνση των κύριων ρηγμάτων, ώστε το καρστ να χαρακτηρίζεται ως "κατευθυνόμενο" (Gerichtete),
- αποτελούν πολυγενετικές πόλγες και χαρακτηρίζονται περιοδικές λιμνοπόλγες λόγω της εν μέρει πλήρωσής τους με νερό (ιδίως του χειμώνα), διότι η αποστράγγισή τους γίνεται από καταβόθρες πλημμελώς,
- πρόκειται για μορφές που πρωτοεμφανίστηκαν κατά το Μειο-Πλειόκαινο κάτω από τις ίδιες κλιματικές συνθήκες, τροπικού χαρακτήρα, η δε δημιουργία και εξέλιξή τους ενισχύθηκε από την τεκτονική. Οι συνθήκες αυτές ασφαλώς επηρέασαν γενικότερα τη γεωμορφολογική εξέλιξη και των τριών ορεινών όγκων.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ΛΕΟΝΤΑΡΗΣ, Σ., 1975: Μορφολογική και μορφογενετική ανάπτυξης και προοδευτική εξέλιξης του υψιπέδου του Λειβαδίου Αραχώβης. *ΜΕΤΑΛΛΕΙΟΛΟΓΙΚΑ ΜΕΤΑΛΛΟΥΡΓΙΚΑ ΧΡΟΝΙΚΑ*, 24-25, σ. 17-26.
- ΜΠΕΛΛΟΣ, Θ., 2000: Γεωμορφολογική μελέτη της περιοχής Δ. Ελικώνα, Ν. Παρνασσού, ΝΑ. Γκιώνας. *ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ*, 300 σελ., ΑΘΗΝΑ.
- ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΥ-ΒΡΥΝΙΩΤΗ, Κ., 1989: Γεωμορφολογικές παρατηρήσεις σε σύνθετες γλυφές των περιοχών Κοπαΐδας και Ελικώνα. *ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΕΤΑΙΡΕΙΑ*, 2ο Πανελλήνιο Γεωγραφικό Συνέδριο, σελ. 255-261, ΑΘΗΝΑ.
- ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΥ-ΒΡΥΝΙΩΤΗ, Κ., 1990: Γεωμορφολογική μελέτη της περιοχής Κοπαΐδας (Βοιωτία) *Διδακτορική Διατριβή*, Παν/μιο Αθηνών, Αθήνα, σελ. 145.
- ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΥ-ΒΡΥΝΙΩΤΗ, Κ., 1990: Μορφογενετική μελέτη της πόλγης του Ελικώνα (Βοιωτία). *ΔΕΛΤΙΟ ΕΛΛΗΝΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ ΕΤΑΙΡΕΙΑΣ*, XXI, 61-70.
- PAPADOPOULOU, K., 1996: Comparative observations in karst formations of Parnass and Arkadia mountains (Greece). *THEORETICAL AND APPLIED KARSTOLOGY*, 9, 63-68, *EDITURA ACADEMIEI ROMANE, BUCURESTI*.
- ΠΑΠΑΣΤΑΜΑΤΙΟΥ, Ι., ΤΑΤΑΡΗΣ, Α., ΒΕΤΟΥΛΗΣ, Δ., ΜΠΟΡΝΟΒΑΣ, Ι. και άλλοι, 1960: *ΦΥΛΛΟΝ ΑΜΦΙΣΣΑ*. Γεωλογικός χάρτης. Κλίμακα 1:50000, ΙΓΕΥ.
- STOURNARAS, G., PAPADOPOULOS, T., PANAGOPOULOS, A., SOTIROPOULOU, K., ALEXIADOU, CH., 1990: "Aspects hydrogeologiques des bassins fermes karstiques. 1. Le polje de Livadi (Arachova, Grece)". Intern. Conf. Ground Water in Mountainous Regions, I.A.H., I.A.H.S., Symp. 5-8 Memoires V. XXII Part 1, pp. 592-602, Lausanne.

ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΒΑΣΗΣ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΚΑΙ ΧΑΡΤΗ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΔΙΑΒΡΩΣΗΣ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΗΣ ΛΙΜΝΗΣ ΤΡΙΧΩΝΙΔΑΣ ΧΡΗΣΙΜΟΠΟΙΩΝΤΑΣ ΚΑΝΟΝΕΣ ΑΣΑΦΟΥΣ ΛΟΓΙΚΗΣ ΣΕ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ Γ.Σ.Π.*

Β. ΣΑΜΠΩ¹, Θ. ΓΚΟΥΡΝΕΛΟΣ¹, Ν. ΕΥΕΛΠΙΔΟΥ¹, Α. ΒΑΣΙΛΟΠΟΥΛΟΣ¹

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η λίμνη Τριχωνίδα, βρίσκεται στον νομό Αιτωλοακαρνανίας και καταλαμβάνει έκταση 96,17 Km². Στην εργασία αυτή, αναπτύχθηκε μία βάση δεδομένων με γεωλογικά, γεωμορφολογικά και περιβαλλοντικά στοιχεία της ευρύτερης περιοχής. Τα πεδία της βάσης δεδομένων, χρησιμοποιήθηκαν αφενός μεν για την παραγωγή έγχρωμων συνδυαστικών θεματικών χαρτών, αφετέρου δε ως μεταβλητές εισόδου στο μαθηματικό λογισμικό MathLab. Με το λογισμικό αυτό, έγινε η μετατροπή των πρωτογενών πεδίων σε ασαφή σύνολα και η παραγωγή των τιμών επικινδυνότητας στη διάβρωση για την κάθε υδρολογική λεκάνη. Η εργασία κατέληξε σε έναν θεματικό χάρτη των υδρογραφικών λεκανών, με την πληροφορία της επικινδυνότητας στη διάβρωση, καθώς επίσης και σε μία βάση δεδομένων με τα πρωτογενή και δευτερογενή γεωλογικά, γεωμορφολογικά και περιβαλλοντικά δεδομένα.

Η γεωγραφική βάση δεδομένων που παρουσιάζεται, είναι δυνατό να χρησιμοποιηθεί τόσο σε τοπικό επίπεδο, για την επίλυση προβλημάτων επικινδυνότητας στη διάβρωση, όσο και για τη λήψη αποφάσεων σε περιφερειακή βάση.

ABSTRACT

Trichonida lake has an area of 96,17Km² and is situated at Etoloakarnania prefecture. In this study a data base has been developed, on geological, geomorphological and environmental data, concerning the wider zone around Trichonida lake. Different thematic maps have been created, using as input variables, the GIS database fields and the statistical analysis output from the MathLab software. Using MathLab software, the primary data has been transformed into fuzzy data sets and for each drainage basin an erodibility value was calculated. The final thematic map, present the erodibility values of each drainage basin.

Such geographical GIS databases may be used in local or regional level for the study of erodibility problems, the development of thematic maps and moreover to decision support systems.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Επικινδυνότητα Διάβρωσης, Περιβαλλοντική Βάση Δεδομένων, Ασαφής λογική, ΓΣΠ.

KEY WORDS: Erodibility, Environmental data base, fuzzy logic, GIS.

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Σκοπός της εργασίας αυτής είναι η δημιουργία μιας πλήρους βάσης δεδομένων με Γεωλογικά, Γεωμορφολογικά, Κλιματολογικά και Περιβαλλοντικά δεδομένα και η μελέτη της επικινδυνότητας διάβρωσης της περιοχής γύρω από τη λίμνη. Πρέπει να σημειωθεί ότι ένας σημαντικός παράγοντας επιτάχυνσης του φαινομένου διάβρωσης της περιοχής μελέτης είναι οι πυρκαϊές.

Στην ευρύτερη περιοχή της λίμνης προς τα Β-ΒΑ βρίσκεται το όρος Πανατωλικό (1.926m) ενώ προς τα νότια το όρος Αράκυνθος (948m). Οι όχθες της λίμνης παρουσιάζουν ομαλό ανάγλυφο εξαιτίας των προσχωσιγενών αποθέσεων. Από τους ορεινούς όγκους που περιλείουν την Τριχωνίδα υπάρχει πυκνό υδρογραφικό δίκτυο του οποίου τα νερά καταλήγουν σε αυτήν. Η Τριχωνίδα επικοινωνεί επίσης μέσω διαύλου με τη Λυσιμαχία καθώς και κατευθείαν με τον Αχελώο ποταμό για αρδεντικούς σκοπούς. Η Τριχωνίδα βρίσκεται στις εξωτερικές ισοπικές ζώνες (Aubouin, J., 1959, Fleury, J.J., 1980), στην περιοχή της Ακαρνανίας με έντονη νεοτεκτονική δραστηριότητα (British Petroleum, 1971, Underhill, 1985, Doutsos et al, 1987). Η λίμνη, είναι το

* DATA BASE AND EROSION RISK MAP CREATION AT TRICHONIDA LAKE USING FUZZY SETS AND GIS

1. University of Athens, Department of Geology, Geography and Climatology Sector

αποτελεσμα εγκάρσιας ρηγματογενούς τεκτονικής, κατά τη διεύθυνση των ισοπικών εξωτερικών ζωνών.

Οι χείμαροι που καταλήγουν στο νότιο τμήμα της λίμνης παρουσιάζουν μικρά δέλτα στα οποία το στόμιο εκβολής εισχωρεί μέσα στη λίμνη δημιουργώντας νησίδες αδρομερών και αμμωδών υλικών. Αντίθετα στα δέλτα του νότιου τμήματος, η λίμνη εισχωρεί μέσα στο δέλτα για δεκάδες μέτρα παίρνοντας μορφή χωνοειδούς ορμίσκου. Η πλειονότητα των πηγών καρστικού χαρακτήρα εμφανίζεται στους ασβεστολίθους της περιοχής μεταξύ Παλαιόμυλου και Σιταραλών όπου είναι η μοναδική περιοχή που οι παρυφές της λίμνης παρουσιάζουν απότομο ανάγλυφο με απουσία τεταρτογενών ιζημάτων.

ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Η διάβρωση είναι αποτέλεσμα της επιφανειακής απορροής και πρόκειται για μια εξαιρετικά πολύπλοκη διεργασία.

Οι διαβρωσιγενείς διαδικασίες έχουν ως αποτέλεσμα την απομάκρυνση του εδάφους και του διαβρωμένου υλικού. Κυριότερος παράγοντας της διάβρωσης είναι η βροχόπτωση, η επίδραση της οποίας καθορίζεται κατά κύριο λόγο από τη διάρκεια, την ένταση και τη χωρική της κατανομή. Ένας δεύτερος παράγοντας είναι η μορφολογία η οποία εκφράζεται από τη μορφολογική κλίση. Ο τρίτος παράγοντας, είναι οι φυσικές και χημικές ιδιότητες των πετρωμάτων και των επιφανειακών αποθέσεων.

Στην εργασία αυτή δημιουργήθηκε ένας χάρτης διαβρωσιμότητας, δηλαδή ταξινόμησης των λεκανών βάσει του βαθμού εκτίμησης στην επικινδυνότητα διάβρωσης. Παρόμοιες εργασίες που αφορούν στις μεθόδους εκτίμησης επικινδυνότητας διάβρωσης έχουν λάβει χώρα από τους Morgan, R.P.C., 1974, Jozefaciuk, C., Jozefaciuk, A., 1993. Παρόμοιοι χάρτες που αφορούν διαβρωσιγενείς διεργασίες ή φυσικές καταστροφές έχουν κατασκευαστεί τόσο στο παρελθόν, (Brundsen, D., et al, 1975, Carrara, A., et al, 1977, Carrara, A., et al, 1991, Marinos, P.G., et al, 1997, Alexouli- Livaditi, A. & Livaditis, G., 1997), όσο και πρόσφατα, με τη χρήση ειδικών συντελεστών και ασαφών συνόλων (Binagly, E., et al, 1998, Γκουρνέλλος, Θ., κ.ά, 1999) ή δικτύων πιθανοτήτων (Stassopoulou, A., et al, 1998).

Κατά τη διάρκεια της εργασίας αυτής, με σκοπό τη δημιουργία ενός χάρτη επιφανειακών αποθέσεων διάβρωσης έλαβαν χώρα μία σειρά από διαφορετικές εργασίες, όπως είναι η εργασία υπαίθρου, η ερμηνεία αεροφωτογραφιών, η ανάλυση γεωλογικών, τοπογραφικών και υδρογραφικών χαρακτηριστικών, ο καθορισμός των παραμέτρων εισόδου και εξόδου και η θέσπιση λογικών κανόνων ανάμεσα στις παραμέτρους εισόδου και εξόδου (Σχ. 1).

ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗΣ ΒΑΣΗΣ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΚΑΙ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΔΙΑΒΡΩΣΗΣ:

Οι βασικές παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν στην περιοχή της Τριχωνίδας ήταν:

- *Η τρωτότητα των πετρωμάτων, που εξαρτάται από τη λιθολογία και τη διαπερατότητα των πετρωμάτων.*

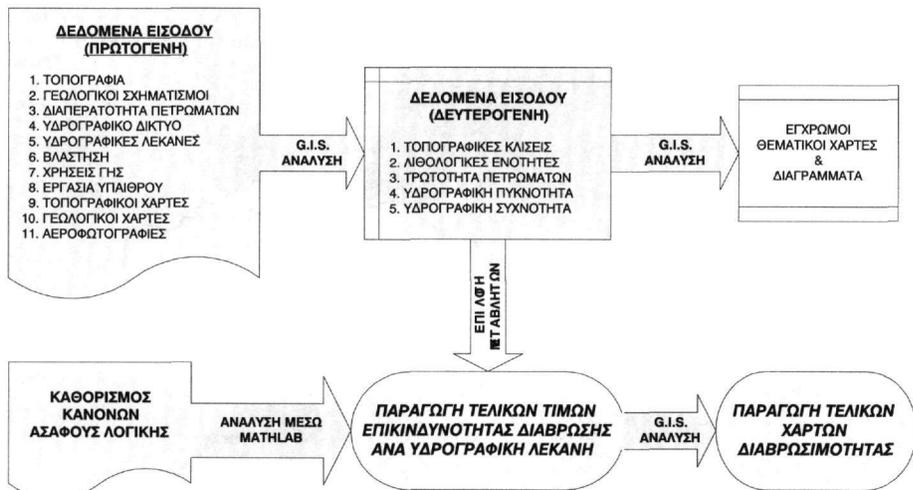
Η παράμετρος της τρωτότητας των πετρωμάτων είναι εξαιρετικά πολύπλοκη, δεδομένου ότι εξαρτάται α) από τη φυσική και χημική σύσταση του πετρώματος, β) την ύπαρξη μεγάλων τεκτονικών δομών όπως είναι οι πτυχές και τα ρήγματα και μικρών όπως η στρώση, η σχιστότητα και οι ρωγμές, γ) τις διεργασίες που λαμβάνουν χώρα, και δ) τους προστατευτικούς μηχανισμούς.

Η λιθολογία καθορίζει τη σκληρότητα του πετρώματος και την αντίστασή του στη διάβρωση. Πρόκειται για μεταβλητή που είναι δύσκολο να υπολογιστεί άμεσα. Η μορφή και το μέγεθος των κόκκων καθορίζουν τη διαπερατότητα του πετρώματος. Η μεταβλητή αυτή ελέγχει την ποσότητα της επιφανειακής απορροής. Η διαπερατότητα μπορεί να χωριστεί σε τρεις κατηγορίες τιμών: πολύ χαμηλή ($10^{-12} - 10^{-8}$ m/s), χαμηλή έως μέση ($10^{-8} - 10^{-5}$ m/s) και υψηλή ($10^{-5} - 10^{-2}$ m/s) (Bolton, 1979).

Όσον αφορά στους λιθολογικούς σχηματισμούς που απαντούν στην περιοχή μελέτης, ο φλύσχης θεωρείται ως πολύ χαμηλής διαπερατότητας, ενώ οι ασβεστόλιθοι και τα επιφανειακά πετρώματα ως διαπερατοί σχηματισμοί. Τέλος, η ύπαρξη βλάστησης δρα ως προστατευτικός μηχανισμός κατά τη διάρκεια των διεργασιών διάβρωσης.

Η μορφολογική κλίση

Οι μορφολογικές κλίσεις, παράγοντας που ελέγχει σημαντικά τις διαβρωτικές διεργασίες κάθε υδρογραφικής λεκάνης, είναι η δεύτερη μεταβλητή που επεξεργαστήκαμε. Εκτός από την τιμή της κλίσης, σημαντικοί παράγοντες για τη διάβρωση, είναι επίσης η μορφή της (κυρτή ή κοίλη), ο προσανατολισμός της και το μήκος



**Σχ. 1: Διάγραμμα ροής των σταδίων εργασίας παραγωγής χαρτών διαβρωσιμότητας.
Flow diagram of erodibility map development.**

της. Είναι προφανές ότι η τιμή της κλίσης είναι καθοριστικός παράγοντας για την ένταση της διάβρωσης.

- **Η υδρογραφική πυκνότητα και συχνότητα**

Η επόμενη ομάδα μεταβλητών εισόδου είναι η υδρογραφική πυκνότητα και συχνότητα. Η υδρογραφική πυκνότητα είναι στενά συνδεδεμένη με την ποσότητα απορροής του νερού και την ικανότητα κατείσδυσης του υποβάθρου. Σε γενικές γραμμές η υδρογραφική πυκνότητα είναι μεγάλη σε λεκάνες που αποτελούνται από ευπαθή αδιαπέρατα πετρώματα και χαμηλή σε λεκάνες που αποτελούνται από ανθεκτικά και διαπερατά πετρώματα.

- **Οι χρήσεις γης και η βλάστηση της ευρύτερης περιοχής**

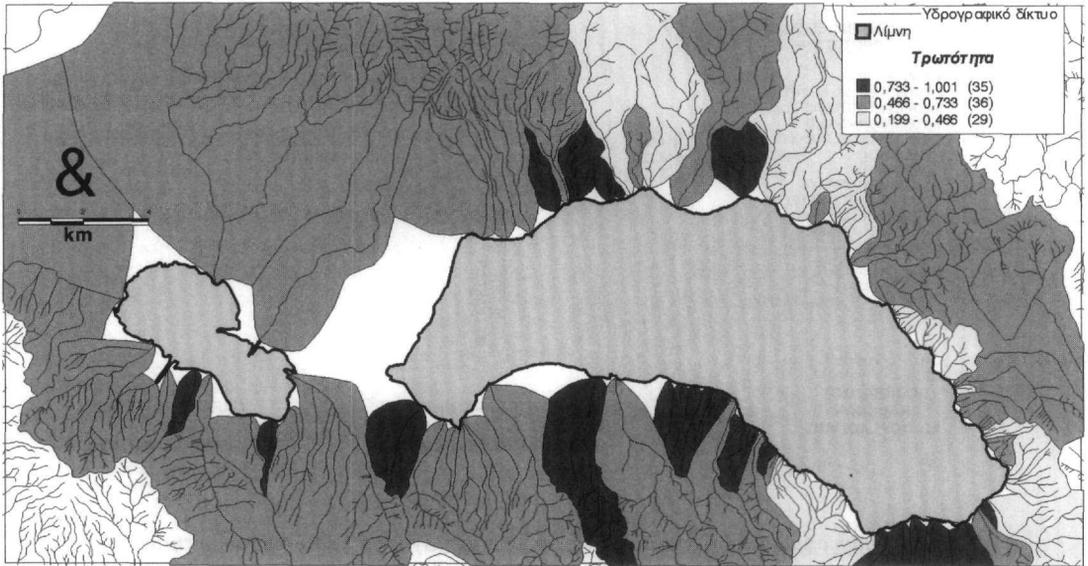
Τέλος, μελετήθηκαν οι χρήσεις γης και γενικότερα η κατανομή της βλάστησης στην ευρύτερη περιοχή παράμετροι που παίζουν σημαντικό ρόλο για την προστασία των λιθολογικών σχηματισμών από την διάβρωση των όμβριων κυρίως νερών.

ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΔΙΑΒΡΩΣΗΣ

Οι παραπάνω μεταβλητές υπολογίστηκαν για κάθε υπολεκάνη της υπό μελέτη περιοχής, διότι η υδρογραφική λεκάνη είναι η μικρότερη αυτόνομη ενότητα στην οποία συλλέγεται και εκφορτίζεται το νερό. Έτσι σε κάθε υπολεκάνη αντιστοιχεί μία πεντάδα μεταβλητών, η οποία χρησιμοποιήθηκε για την παραγωγή διαφορετικών θεματικών χαρτών (Σχ. 2, 3, 4).

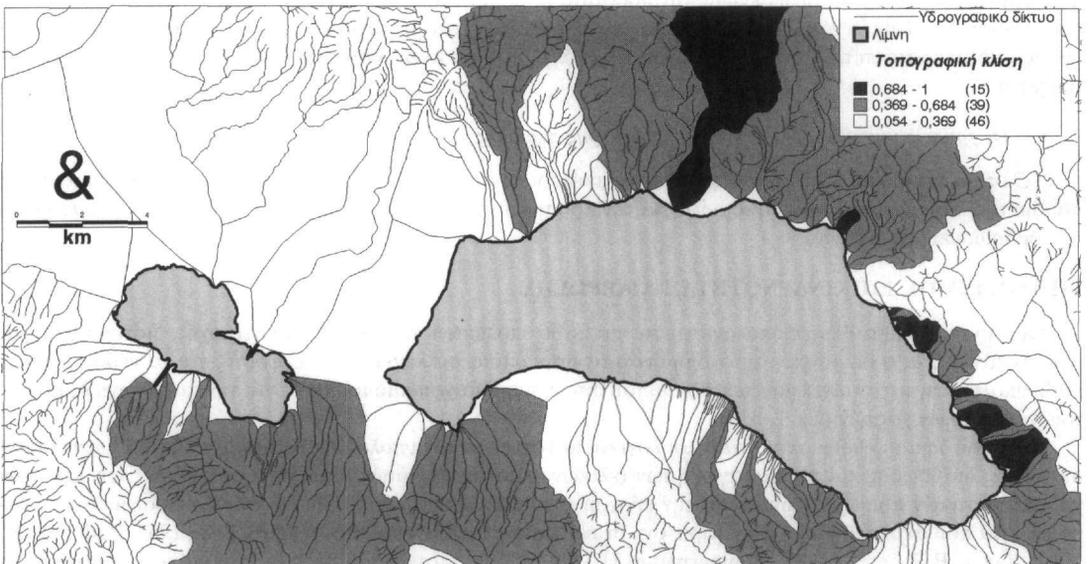
Κατόπιν, δημιουργήθηκαν κατάλληλοι λογικοί κανόνες για τον υπολογισμό διαφορετικών βαθμών επικινδυνότητας διάβρωσης και την παραγωγή των τελικών θεματικών χαρτών. Επειδή οι μεταβλητές των φυσικών χαρακτηριστικών που εξετάζονται για την εύρεση της επικινδυνότητας διάβρωσης, έχουν ασαφή όρια, η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε βασίστηκε στη θεωρία των ασαφών συνόλων (Zadeh, L.A., 1965, Zadeh, L.A., 1987, Yager, R.R., et al, 1987, Zimmermann, H.J., 1991), με αποτέλεσμα όλες οι παραπάνω μεταβλητές να χαρακτηρίζονται από τιμές ασαφών συνόλων (Σχ.1). Στην περίπτωση της Τριχωνίδας χρησιμοποιήθηκαν απλές τριγωνικές συναρτήσεις.

Στην παρούσα μελέτη η τρωτότητα των πετρωμάτων ταξινομήθηκε σε τρεις κατηγορίες: “χαμηλή”, “μέση” και “υψηλή” που αντιστοιχούν σε διαφορετικούς βαθμούς διάβρωσης των πετρωμάτων. Οι τιμές τρωτότητας κάθε σχηματισμού βασίζονται σε εμπειρικά και θεωρητικά δεδομένα (Kuenen, P. H., 1956, Bolton, M., 1979, Selby, M.J., 1987). Η ίδια ταξινόμηση χρησιμοποιήθηκε για την κλίση του αναγλύφου, την υδρογραφική πυκνότητα, την υδρογραφική συχνότητα και τις παραμέτρους χρήσης γης και βλάστησης. Τελικά, η μεταβλητή εξόδου, δηλαδή η επικινδυνότητα διάβρωσης, περιγράφηκε επίσης από τις κατηγορίες «Χαμηλή», «Μέση» και



**Σχ. 2: Κατανομή της Τρωτότητας των πετρωμάτων των λεκανών της λίμνης Τριχωνίδας
Trichonida's Drainage basin distribution, according to rocks Vulnerability factor.**

«Υψηλή». Με σκοπό την ομογενοποίηση των επιπέδων πληροφορίας, τα αρχικά δεδομένα κανονικοποιήθηκαν διααιρώντας τα με τη μέγιστη τιμή τους.

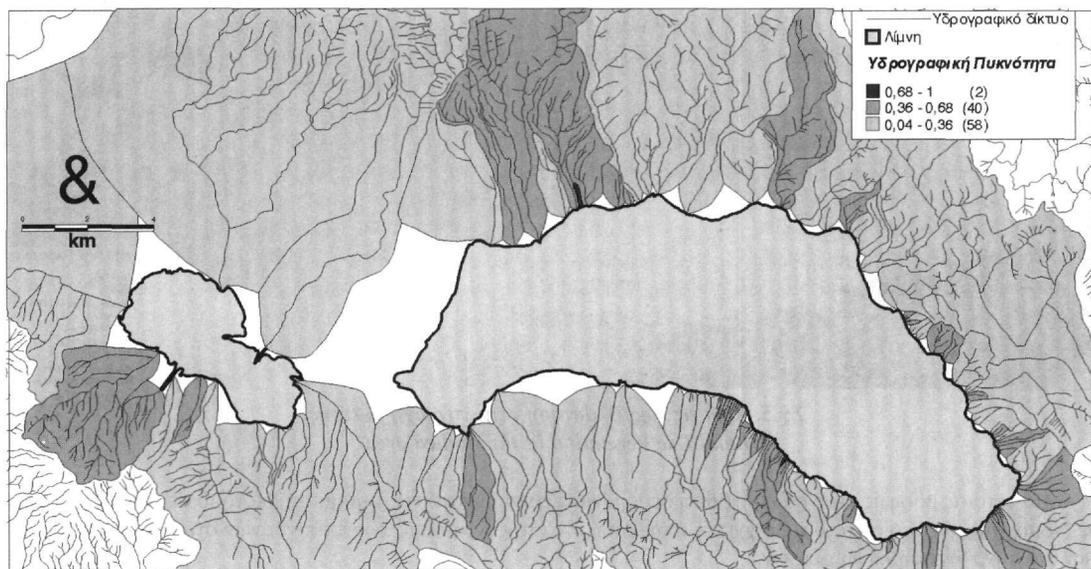


**Σχ. 3: Κατανομή των λεκανών της Τριχωνίδας βάσει της τοπογραφικής κλίσης.
Trichonida's Drainage basin distribution, according to the inclination factor.**

Οι παραπάνω μεταβλητές χρησιμοποιήθηκαν για τη δημιουργία ενός ασαφούς μοντέλου. Η διαδικασία που χρησιμοποιήθηκε στη μελέτη αυτή, είναι γνωστή ως Mamdani μέθοδος (Mamdani, E., Assilian, 1975) και χαρακτηρίζεται από ασαφείς τιμές εξόδου. Το τελικό βήμα ήταν η μετατροπή των ασαφών τιμών σε σαφείς, λειτουργία γνωστή ως defuzzification, χρησιμοποιώντας την τεχνική "centroide".

Για τη δημιουργία του χάρτη επικινδυνότητας διάβρωσης της περιοχής της Τριχωνίδας χρησιμοποιήθηκαν τα ψηφιακά αρχεία που αφορούν στα γεωλογικά, τοπογραφικά και υδρογραφικά χαρακτηριστικά της περιο-

χής. Οι ασυνέχειες που παρουσιάζουν οι ασβεστόλιθοι (διακλάσεις, στρώσεις κτλ), αυξάνουν τη διαπερατότητα τους και κατά συνέπεια μειώνουν την επιφανειακή τους απορροφή. Στο φλύσχη η ύπαρξη στρώσης, σε συνδυασμό με το σύστημα των διακλάσεων, επηρεάζει την αποσύνθεση του πετρώματος σε παράλληλα τμήματα και διευκολύνει τη διάβρωση.



Σχ. 4: Κατανομή των λεκανών της Τριχωνίδας βάσει της υδρογραφικής πυκνότητας.
Trichonida's Drainage basin distribution, according to the drainage density factor

Η πρώτη μεταβλητή εισόδου που χρησιμοποιήθηκε είναι η τρωτότητα των πετρωμάτων για την οποία χρησιμοποιήθηκε η κλίμακα βαθμονόμησης από 0 έως 1. Δηλαδή η τιμή μηδέν της τρωτότητας αντιστοιχεί σε μη επιδεκτικά στη διάβρωση πετρώματα και η τιμή 1 αντιστοιχεί σε εξαιρετικά επιδεκτικά στη διάβρωση πετρώματα. Η τρωτότητα των lithολογικών σχηματισμών κατηγοριοποιήθηκε όπως προαναφέρθηκε σε τρεις ομάδες: “χαμηλή” (0-0,5), “μέση” (0,25-0,75) και “υψηλή” (0,5-1) και αντιπροσωπεύεται από τους ασβεστόλιθους, τους σχιστόλιθους και τον φλύσχη, και τέλος τις πρόσφατες αποθέσεις. Η δεύτερη μεταβλητή εισόδου, δηλαδή οι τοπογραφικές κλίσεις, χωρίστηκαν επίσης σε τρεις κατηγορίες κανονικοποιημένων τιμών: χαμηλή (0-0,5), μέση (0,25-0,75) και υψηλή (0,5-1). Η τρίτη μεταβλητή εισόδου, η υδρογραφική πυκνότητα, κατηγοριοποιήθηκε με τον ίδιο τρόπο: χαμηλή (0-0,5), μέση (0,25-0,75) και υψηλή (0,5-1). Η τέταρτη μεταβλητή που αφορά στην υδρογραφική συχνότητα είχε φάσμα τιμών ίσων με αυτό της υδρογραφικής πυκνότητας. Τέλος, η πέμπτη μεταβλητή αφορά στην ύπαρξη βλάστησης και στις χρήσεις γης (Σχ.6). Ο υπολογισμός των τιμών των μεταβλητών εισόδου έγινε αυτόματα από αλγόριθμους που γράφτηκαν σε περιβάλλον MapInfo (MapInfo, 1999, MapBasic, 1999).

Στο επόμενο βήμα καθορίστηκαν οι κανόνες ασαφούς λογικής, για τη μετατροπή των μεταβλητών εισόδου από διακριτές σε ασαφείς. Η μεταβλητή εξόδου ήταν ο δείκτης επικινδυνότητας της διάβρωσης και υπολογίστηκε χωριστά για κάθε υδρογραφική λεκάνη της περιοχής μελέτης. Οι ασαφείς κανόνες που χρησιμοποιήθηκαν για τη μετατροπή των δεδομένων εισόδου σε μεταβλητές εξόδου. Η εφαρμογή των κανόνων αυτών έγινε με τη βοήθεια του λογισμικού Mat-Lab (Matlab, 1999). Το τελικό βήμα ήταν η εκτίμηση της μεταβλητής εξόδου, δηλαδή του δείκτη επικινδυνότητας διάβρωσης, και η δημιουργία του αντίστοιχου θεματικού χάρτη.

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

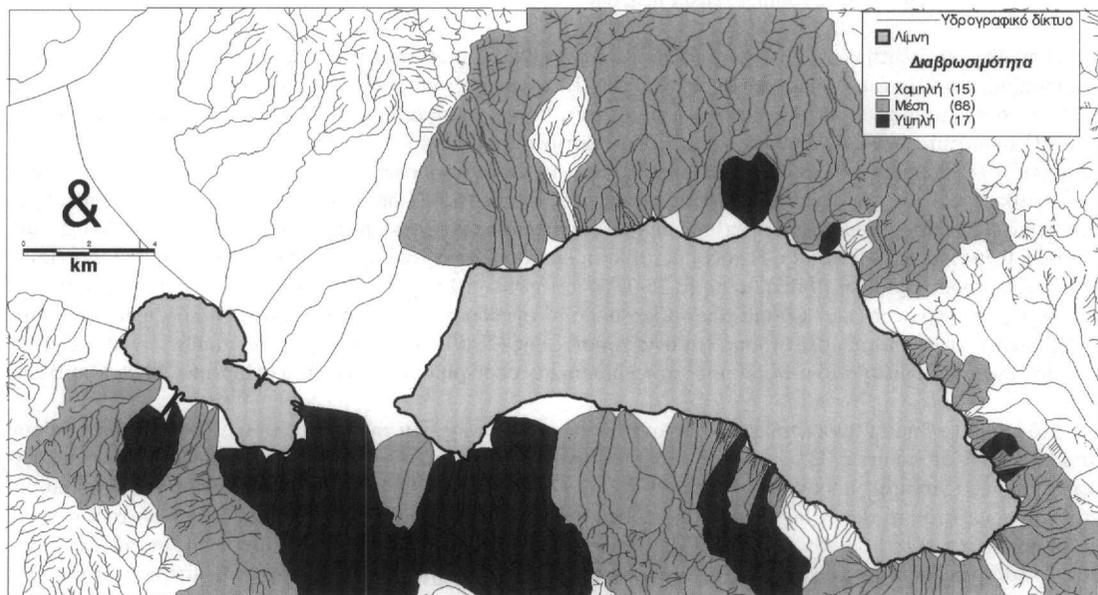
Στην εργασία αυτή, αναπτύχθηκε μία ευρεία γεωγραφική βάση δεδομένων που αφορούν στη γεωλογία, τη γεωμορφολογία και το περιβάλλον. Στη συνέχεια, με την εφαρμογή κανόνων ασαφούς λογικής σε περιβάλλον G.I.S., δημιουργήθηκε ο χάρτης διαβρωσιμότητας για την περί τη λίμνη περιοχή (Σχ.6). Από το χάρτη αυτό, μπορούμε να συμπεράνουμε ότι τόσο στο βόρειο και ανατολικό τμήμα, όσο και στο νότιο τμήμα, συναντώνται υδρογραφικές λεκάνες με υψηλό βαθμό επικινδυνότητας στη διάβρωση. Στο υπόλοιπο μεγαλύτερο τμήμα της υπό μελέτη περιοχής, υπάρχουν υδρογραφικές λεκάνες μέσου βαθμού επικινδυνότητας στη διάβρωση.



**Σχ.5: Χρήσεις Γης/Βλάστηση στην περιοχή μελέτης.
Land Use/Vegetation in the studied area.**

Μία τέτοια μορφή γεωγραφική βάση δεδομένων, είναι δυνατό να χρησιμοποιηθεί τόσο σε τοπικό, όσο και σε Νομαρχιακό επίπεδο από τις τεχνικές υπηρεσίες, για τον εντοπισμό των επικινδύνων στη διάβρωση περιοχών και την έγκαιρη λήψη μέτρων.

Η δημιουργηθείσα γεωγραφική βάση δεδομένων, είναι δυνατό να ενημερώνεται συνεχώς, μεταβάλλοντας



έτσι αυτόματα τους τελικούς χάρτες επικινδυνότητας διάβρωσης.

**Σχ. 6: Κατανομή της Διαβρωσιμότητας στις υδρογραφικές λεκάνες της λίμνης Τριχωνίδας.
Trichonida's Drainage basin distribution according to the Erodibility factor.**

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ALEXOULI-LIVADITI, A., LIVADITIS, G., 1997, Investigation and delineation of areas where erosion and mass wasting may occur at Tinos Island, Greece, *Engineering Geology and the Environment*, Marinou, Koukis, Tsiambaos & Stournaras (eds), p.p. 25-
- AUBOUIN, J., 1959, Contribution a l'etude geologique de la Grece septentrionale les confins de l'Epire et de la Thessalie, *Annals Geologique des Pays Hellenique*, v. 10. p. p. 1-525.
- BINAGHI, E., LUZI, L., MADELLA, P., PERGALANI, F. AND RAMPINI, A.: 1998, Slope Instability Zonation: a Comparison between Certainty Factor and Fuzzy Dempster-Shafer Approaches, *Natural Hazards*, 17, p.p. 77-97.
- BOLTON, M.: 1979, *A Guide to soil mechanics*, McMillan, London.
- BRIGGS D. AND GIORDANO, A.: 1992, CORINE soil erosion risk and important land resources in the southern regions of the European Community. *Commission of the European Communities Publication* EUR 13233 EN.
- BRITISH PETROLEUM CO. LTD., 1971, The geological results of petroleum exploration in western Greece, Athens, Greece, *Institute for Geological and Subsurface Research, Report No. 10*.
- BRUNDSSEN, D., DOORNKAMP, J.C., FOOKES, P.G., JONES, D.K.C. AND KELLY, J.M.H.: 1975, Large scale geomorphological mapping and highway engineering design, *Quart. J. Eng. Geol.*, 8, 227-253.
- CARRARA, A., CARDINALI, M., DETTI, R., GUZZETTI, F., PASQUI, V. AND REICHENBACH, P.: 1991, Gis techniques and statistical models in evaluating landslide hazard, *Earth Surface Processes and Landforms*, 16 (5), p.p. 427-455.
- CARRARA, A., PUGLIESE GARRATELLI, E. MERENDA, L.: 1977, Computer based data bank and statistical analysis of slope stability phenomena, *Zeitschrift fur Geomorphologie*, N.F., 21 (2), p.p. 187-222.
- DOUTSOS, T., KONTOPOULOS, N., FRYDAS, D., 1987, Neotectonic evolution of northwestern continental Greece: *logische Rundschau*, v. 76, p.p. 433-452.
- FLEURY, J.J., 1980, Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonus (Greece occidentale et Peloponese du nord): Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin: Special Publication de Societe Geologique du Nord, No4.
- FOURNIER, F.: 1960, Climat et erosion: la relation entre l' erosion du sol par l' eau et les precipitations atmospheriques, *Presses Universitaires de France*, Paris.
- HORTON, R.E.: 1945, Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 56, 275-370.
- JENSEN, J.M. AND PAINTER, R.B.: 1974, Predicting sediment yield from climate and topography, *J. Hydrol.*, v.21, p.p. 371-380.
- JOZEFACIUK C. JOZEFACIUK A.: 1993, Gullies net density as a factor of water system deformation in Vistula River basin. In K Banasik and A Zbikowski (eds), *Runoff and sediment yield modelling*. Warsaw, Warsaw Agricultural University Press: 169-74.
- KIRKBY, M.J.: 1969, Infiltration, throughflow and overland flow, in Chorley, R.J. (ed.), *Water, Earth and Man*, Methuen, London, Ch. 5.1, p.p. 215-227.
- KUENEN, P. H.: 1956, Rolling by current (Pt) 2 of Experimental abrasion of pebbles *Jour. Geol.* V. 64, pp. 336-368.
- LEOPOLD, L.B., WOLMAN, M.G. AND MILLET, J.P.: 1964, *Fluvial processes in Geomorphology*, W.H. Fraeman and Company, San Francisco.
- MAMDANI, E.H. AND ASSILIAN, S.: 1975, An experiment in linguistic synthesis with a fuzzy logic controller, *International Journal of Man-Machine Studies*, Vol. 7, No1, p.p. 1-13.
- MAPBASIC, 1999, *MapInfo Corporation*, Troy, New York.
- MAPINFO PROFESSIONAL, 1999, *MapInfo Corporation*, Troy, New York.
- MARINOS, P.G., PLESSAS, S.P. AND VALADAKI-PLESSA, K.: 1997, Erosion risk maps for the greater Athens region and a G.I.S. based processing of data, *Engineering and the Environment*, Balkema, Rotterdam, p.p.1353-
- MATLAB, 1999, *The Math works Inc*.
- MORGAN R. P. C.: 1974, Estimating regional variations in Peninsular Malaysia. *Malayan Nature Journal* 28: 94-106.
- SELBY, M.J.: 1987, Rock slopes. In Anderson, M.G., and Richards, K.S., (eds), *Slope Stability*, Wiley, Chichester, 475-504.
- SPARKS, B.W., 1965, *Geomorphology*, Longmans ed., p. 371.

- STASSOPOULOU, A., PETROU, M. AND KITTLER, J.: 1998, Application of a Bayesian network in a GIS based decision making system, *Int. J. Geographical Information Science*, Vol. 12, No. 1, p.p. 23-45.
- STOCKING M.A., ELWELL H. A.: 1973, Soil erosion hazard in Rhodesia. *Rhodesian Agricultural Journal* 70: 93-101.
- UNDERHILL, J.R., 1985, Neogene and Quaternary tectonics and sedimentation in western Greece, *PhD thesis*, Cardiff, Wales, University College, University of Wales.
- YAGER, R.R., OVCHINNIKOV, S., TONG, R.M. AND NGUYEN, H.T.: 1987, Fuzzy Sets and Applications, *selected papers by L.A. Zadeh*, Wiley, New York.
- ZADEH, L.A.: 1965, Fuzzy sets, *Information and Control*, 8, p.p. 338-353.
- ZADEH, L.A.: 1987, The concept of linguistic variable and its application to approximate reasoning, R.R. Yager, S. Ovchinnikov, R.M. Tong, H.T. Nguyen (eds), *Fuzzy Sets and Applications*, Wiley, New York, p.p.293-329.
- ZIMMERMANN, H.J.: 1991, Fuzzy Set Theory and Its Application, 2nd ed., MA:Kluwer Academic.
- ΓΚΟΥΡΝΕΛΛΟΣ, Θ., ΒΑΣΙΛΟΠΟΥΛΟΣ, Α., ΕΥΕΛΠΙΔΟΥ, Ν., 1999, Μελέτη της διαβρωσιμότητας του αναγλύφου σε περιβάλλον Γ.Σ.Π. με τη χρήση κανόνων ασαφούς λογικής, Πρακτικά 1ου Πανελληνίου συνεδρίου 'Γεωγραφικά Συστήματα Πληροφοριών, Δυνατότητες & Εφαρμογές, Προοπτικές & Προκλήσεις', CD-Rom.

ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΕΣ, ΥΔΡΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΚΑΙ ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΚΕΣ ΔΙΕΡΓΑΣΙΕΣ ΣΤΗ ΛΕΚΑΝΗ ΤΩΝ ΣΕΡΡΩΝ ΠΟΥ ΟΦΕΙΛΟΝΤΑΙ ΣΤΗ ΔΡΑΣΗ ΤΗΣ ΡΗΞΙΓΕΝΟΥΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΤΟΥ ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΟΥΣ*

Α. ΨΙΛΟΒΙΚΟΣ¹, Ε. ΒΑΒΛΙΑΚΗΣ¹, Κ. ΒΟΥΒΑΛΙΔΗΣ¹, Ε. ΠΑΠΑΦΙΛΙΠΠΟΥ-ΠΕΝΝΟΥ¹

ΣΥΝΟΨΗ

Στα πρανή του ΝΔ Μενουκίου όρους και της ΒΑ περιοχής της λεκάνης των Σερρών έχουν σχηματιστεί σύνθετα αλλουβιακά ριπίδια, τα οποία κατανέμονται σε τέσσερις υψομετρικές ζώνες από υψόμετρο 300 – 600 m μέχρι υψόμετρο 10 – 60 m. Αποτελούνται από κλαστικά υλικά, προϊόντα διάβρωσης του υποβάθρου και των νεογενών ιζημάτων. Αποτέθηκαν κατά τη διάρκεια του Τεταρτογενούς από χειμάρρους σε ζώνες ήπιου αναγλύφου, το οποίο προέκυψε λόγω της δράσης κλιμακωτών ρηγμάτων Δ/ΒΔ – Α/ΝΑ διεύθυνσης και της περιστροφικής κίνησης των τεμαχίων. Η κίνηση αυτή οδήγησε επίσης στο σχηματισμό κοιλάδων, στην πλήρωσή τους με υλικά διάβρωσης, στην αλλαγή της πορείας των χειμάρρων, σε εγκλιβτισμούς των χειμάρρων στα νεογενή ιζήματα και στο σχηματισμό αναβαθμίδων.

ABSTRACT

On the SW foothills of Mt. Menikion and the NE part of Serres basin, four zones of composite alluvial fans have been formed. The upper zone of thick hard fanglomerates lies at altitudes of 280 to 600 m on Mt. Menikion schists and marbles. The high zone of loose fanglomerates, with red-brown sand matrix, lies at altitudes of 200 to 350 m on the neogene deposits. The intermediate zone of mixed coarse and fine clastics lies at altitudes of 80 to 140 m on neogene deposits. The lower zone of gravel, sand and silt deposits lies at altitudes of 10 to 60 m on quaternary terrace deposits.

Each zone is approximately 13 – 17 km long and 1 – 2 km wide, with E/SE – W/NW trend, almost parallel to the main fault lines of the area.

The fan zones were deposited along the slopes of Mt. Menikion and Serres basin, owing to the fault tectonics of the area. Several E/SE – W/NW trending parallel to each other listric faults, were formed on the basement on Mt. Menikion and the neogene deposits of Serres basin. Their blocks slid and turned downstream along the faults, so that their surface inclined backwards. Close to the faults, parallel valleys were formed. They filled up with quaternary deposits, brought down by activated torrents. The torrents flowed transversely to the fault blocks. At the inner parts of the blocks they deposited clastic material in the form of alluvial fans. In the outer - higher part of the blocks they were incised in the rocks or the neogene sediments, to form narrow valleys, with terraces along their walls. The staircase development of the relief finally resulted in a staircase development of the fan zones.

The two zones, upper and high, seem to be Pleistocene in age and the torrents have already incised in the fan material.

The two zones, intermediate and lower, seem to be Holocene in age and are still active.

Tectonic activity seems to have been the main cause of sediment entrapment in the Serres basin and the low sediment delivery rate of the river Strymon during the Quaternary.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Σέρρες, αλλουβιακά ριπίδια, κλιμακωτά ρήγματα, χειμάρροι, ιζήματα, υλικά, ανάγλυφο, αναβαθμίδες.

KEY WORDS: Serres, alluvial fans, staircase faults, torrents, sediments, materials, relief, terraces.

* GEOMORPHOLOGICAL, HYDROGRAPHICAL AND SEDIMENTOLOGICAL PROCESSES AT THE SERRES BASIN DUE TO QUATERNARY FAULT TECTONICS

1. Τμήμα Γεωλογίας, Τομέας Γεωλογίας & Φυσικής Γεωγραφίας, Α.Π.Θ., 540 06 Θεσσαλονίκη.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Οι χείμαρροι που αυλακώνουν τις ΝΔ πλαγιές του Μενοικίου όρους συνεχίζουν την πορεία τους στο χώρο των νεογενών ιζημάτων της λεκάνης των Σερρών, μεταξύ Σερρών και Νέας Ζίχνης και εκφορτίζονται στη χαμηλή ζώνη της κοιλάδας του Στρυμόνα.

Κατά μήκος της πορείας τους αυτής έχουν δημιουργηθεί τέσσερις ζώνες σύνθετων αλλουβιακών ριπιδίων με μήκος 13-17 km, πλάτος 1-2 km και προσανατολισμό Α/ΝΑ-Δ/ΒΔ. Κατά θέσεις έχουν επίσης εγκλιβωτιστεί χείμαρροι στο υπόβαθρο και σε νεογενή-τεταρτογενή ιζήματα, όπου έχουν σχηματίσει στενές κοιλάδες και αναβαθμίδες. Από τη μελέτη Αεροφωτογραφιών κλίμακας 1:42.000 λήψης 1971 της Γ.Υ.Σ., γεωλογικών χαρτών της περιοχής, καθώς επίσης και από έρευνα υπαίθρου προέκυψαν στοιχεία για τη δράση των χείμαρρων, τον τρόπο σχηματισμού σύνθετων αλλουβιακών ριπιδίων και το ρόλο της ρηξιγενούς τεκτονικής στην περιοχή αυτή.

2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Στην περιοχή έρευνας το όρος Μενοίκιο αποτελείται από εναλλαγές σχιστολίθων και μαρμάρων της Δ. Ροδόπης και έχει αναπτύξει επιφάνειες επιπέδωσης και καρστικές μορφές που οφείλονται στη δράση της νεοτεταρτογενούς τεκτονικής (Βαβλιάνης, 1981).

Στα πρηνή του Μενοικίου έχουν αποθεθεί νεογενή ιζήματα της λεκάνης των Σερρών, με επικρατούντα τα λιμναία αργιλλομαργαϊκά στα κατώτερα και τα χερσόλιμναία κροκαλοπαγή, ψαμμιτικά και τραβερτινικά στα ανώτερα τμήματα (Καρυστιναίος, 1984). Ομάδες παράλληλων Α/ΝΑ-Δ/ΒΔ διεύθυνσης ρηγμάτων έχουν τεμαχίσει τα νεογενή ιζήματα και το υπόβαθρο. Τα τεμάχια τους έχουν κινηθεί κατακόρυφα και περιστροφικά, με συνέπεια τα στρώματα να κλίνουν προς τα περιθώρια της λεκάνης. Ταυτόχρονα έχει δημιουργηθεί ένα κλιμακωτό ανάγλυφο, το οποίο διαμορφώνει ένα ιδιαίτερο καθεστώς εξωγενών διεργασιών.

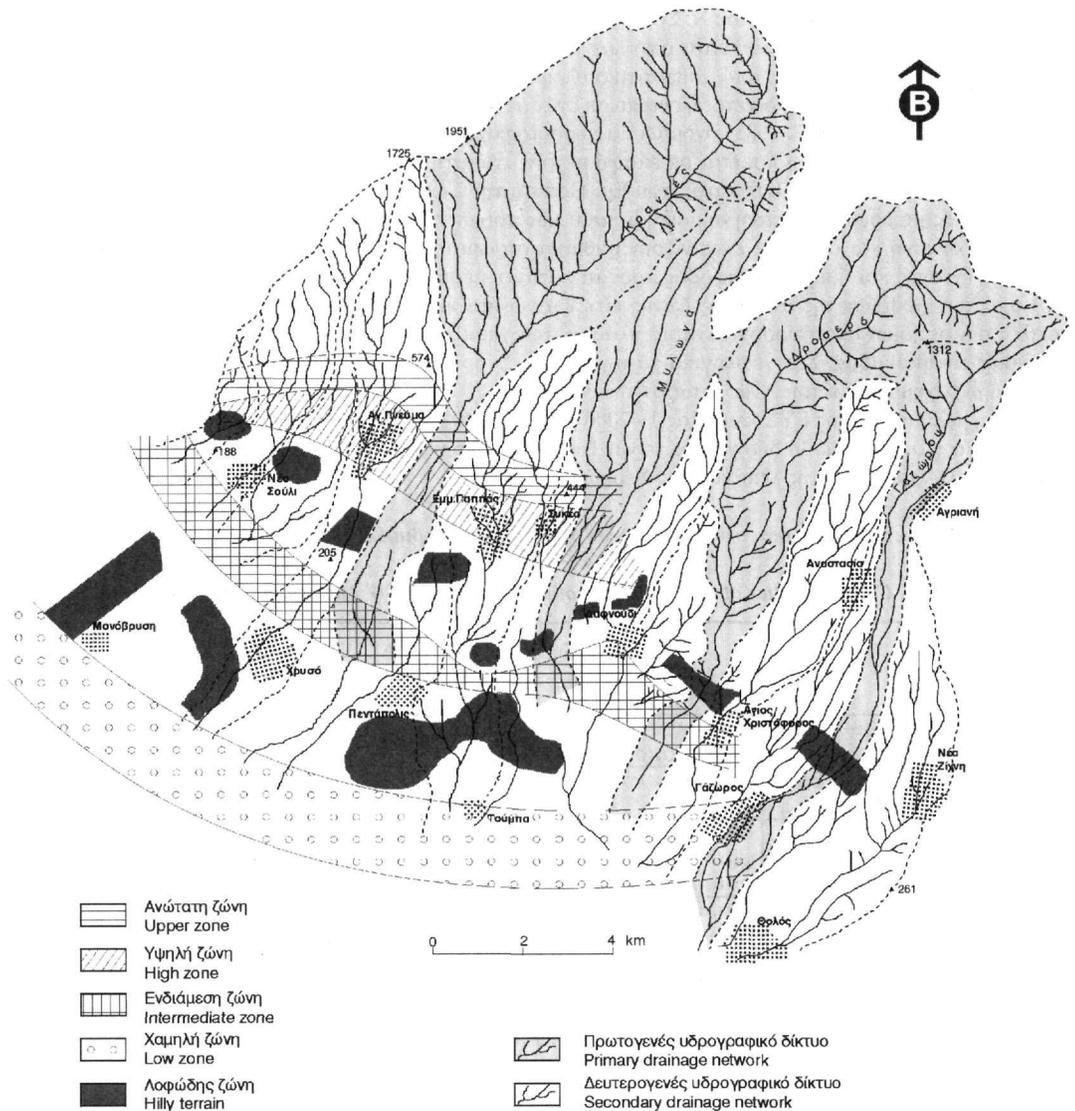
3. ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Η περιοχή έρευνας χαρακτηρίζεται από:

- α. Το σχηματισμό ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης κοιλάδων, με ευρεία ανάπτυξη στις ψηλές ζώνες του υποβάθρου του Μενοικίου και περιορισμένη ανάπτυξη στις χαμηλές ζώνες των ιζηματογενών αποθέσεων της λεκάνης των Σερρών (ανανεωμένες μορφές).
 - β. Την ανάπτυξη πρωτογενούς και δευτερογενούς υδρογραφικού δικτύου, το οποίο δεν κατορθώνει να εκφορτιστεί στον Στρυμόνα.
 - γ. Την απόθεση κλαστικών υλικών μέσα στις κοιλάδες των χείμαρρων σε τέσσερις ζώνες σύνθετων αλλουβιακών ριπιδίων.
 - δ. Την απόθεση κλαστικών υλικών σε εγκάρσιες και επιμήκεις (ξηρές) κοιλάδες.
 - ε. Τον εγκλιβωτισμό των χείμαρρων κατά θέσεις μέσα στα νεογενή και τεταρτογενή υλικά και το σχηματισμό νέων στενών κοιλάδων και αναβαθμίδων.
 - στ. Την κλιμακωτή ανάπτυξη του αναγλύφου.
- α & β) Στην περιοχή έρευνας, η οποία εντοπίζεται μεταξύ των λεκανών απορροής του χείμαρρου Αγ. Ιωάννου Σερρών και του Αγγίτη ποταμού, αναπτύσσεται ένα πρωτογενές και ένα δευτερογενές υδρογραφικό δίκτυο.

Το πρωτογενές δίκτυο κατέχει τις μεγάλες κοιλάδες του Μενοικίου με προσανατολισμό ΒΑ-ΝΔ, οι οποίες έχουν μεγάλη ανάπτυξη στα ψηλότερα τμήματα του όρους, δηλαδή είναι ανοιχτές και έχουν αναπτυγμένες δενδριτικές μορφές δικτύου. Αντίθετα προς τα περιθώρια Μενοικίου-λεκάνης Σερρών αυτές γίνονται στενές και βαθιές και το δίκτυο περιορίζεται σε ένα κύριο κλάδο. Οι κοιλάδες αυτές είναι των χείμαρρων Κρανιές, Μυλωνά, Δροσερού και Γαζώρου (Εικόνα 1) και ανήκουν στις παλιές μορφές κοιλάδων της Ροδόπης (Ψιλοβίκος, 1990).

Το δευτερογενές δίκτυο αναπτύσσεται από τη λεκάνη των Σερρών προς το Μενοίκιο με μικρούς δραστήριους κλάδους οι οποίοι συλλαμβάνουν τους κλάδους του πρωτογενούς δικτύου και διευρύνουν τις μεσολεκανώδεις περιοχές. Οι νέες κοιλάδες έχουν επιμήκη ανάπτυξη και υποπαράλληλες μορφές δικτύου, προέκυψαν δε από την έντονη δράση της τεκτονικής και των ανηψιακών κινήσεων της περιοχής. Περιλαμβάνει τους χείμαρρους Δ. Σουλίου, Νέου Σουλίου, Αν. Σουλίου, Αγ. Πνεύματος, Πεντάπολης, Εμ. Παππά, Συκιάς, Δαφνουδίου, Αν. Δαφνουδίου και Ν. Ζίχνης - Θολού. Επομένως, τόσο οι κοιλάδες, όσο και το υδρογραφικό δίκτυο έχουν υποστεί διεργασίες ανανέωσης και συνυπάρχουν οι παλιές-ώριμες μορφές, με τις νέες ανώριμες μορφές, στην περιοχή αυτή.



Εικόνα 1. Υδρογραφικό δίκτυο, λεκάνες απορροής των χειμάρρων και ζώνες απόθεσης σύνθετων αλλουβιακών ριπιδίων στην περιοχή ΝΔ Μενικίου – ΒΑ λεκάνης Σερρών.
Figure 1. Sketch map of the drainage networks and basins, associated with the four zones of composite alluvial fans at the area of SW Mt. Menikion – NE Serres basin.

Όλοι οι χειμάρροι του πρωτογενούς και του δευτερογενούς δικτύου εκφορτίζονται σε περιοχές ήπιου αναγλύφου, σε διαφορετικές υψομετρικές ζώνες, και δεν είναι σε θέση να συνεχίσουν την πορεία τους και να ενωθούν με την κοίτη του Στρυμόνα. Η χαμηλότερη περιοχή εκφόρτισης τους ανήκει στις περιλίμνιες εκτάσεις του Αχινού, οπότε η τέως λίμνη δρούσε ως τοπικό βασικό επίπεδο πριν την αποξήρανσή της.

γ) Η απόθεση κλαστικών υλικών μέσα στις κοιλάδες των χειμάρρων, έχει δημιουργήσει τέσσερις παράλληλες ζώνες σύνθετων αλλουβιακών ριπιδίων στην περιοχή αυτή. Κάθε ζώνη έχει προσανατολισμό Α/ΝΑ-Δ/ΒΔ, μήκος 13-17 km, πλάτος 1-2 km περίπου και κατέχει διαφορετικό υψόμετρο στο χώρο του ηρανούς [παράλληλη διάταξη] (πίνακας 1, εικόνα 1).

Αναλυτικότερα οι τέσσερις ζώνες των σύνθετων αλλουβιακών ριπιδίων είναι:

Η ανώτατη ζώνη, η οποία βρίσκεται σε επαφή με το υπόβαθρο (σχιστόλιθοι και μάρμαρα του Μενικίου)

σε υψόμετρο 280–600m, βορείως του Ν. Σουλίου, Αγ. Πνεύματος, του Εμ. Παππά, της Συκιάς, του Δαφνουδίου και του Αγ. Χριστοφόρου. Αποτελείται από λατύπες και κροκάλες μαρμάρων, χωρίς ταξινόμηση και σαφή στρώση, ισχυρά συγκολλημένες από ασβεστιτικό υλικό. Λόγω της πλευρικής συνένωσης των αλλουβιακών ριπιδίων στη ζώνη αυτή (hajada) δίνεται η εντύπωση ενιαίας απόθεσης. Στο γεωλογικό χάρτη (φύλλα Σέρρες και Προσοτσάνη, 1:50000, ΠΓΜΕ, 1985) ονομάζεται χερσαίος σχηματισμός κροκαλοπαγών.

Η υψηλή ζώνη, η οποία βρίσκεται σε επαφή με την ανώτατη ζώνη, σε υψόμετρο 200-350 m, κατάντη της ευρύτερης περιοχής του Αγ. Πνεύματος, του Εμ. Παππά, της Συκιάς και των Μετάλλων. Κροκάλες, λατύπες, χαλίκια, άμμος με ερυθροκαστανή αμμοίλυ μεταξύ των πόρων είναι τα κύρια υλικά των ριπιδίων αυτών. Έχουν μικρή συνοχή και σε τομές εμφανίζουν ρυθμικά στρώματα τα οποία προέκυψαν από εναλλασσόμενες περιόδους έντονης και ήρεμης μεταφοράς προς τα κατάντη μέρη. Τα ριπίδια αυτά έχουν αποθεθεί είτε επάνω στα υλικά των ριπιδίων της ανώτατης ζώνης είτε επάνω στα νεογενή ιζήματα της λεκάνης των Σερρών. Οι κεφαλές των ριπιδίων αναπτύσσονται στους κλάδους των χειμάρρων, από το Μενοίκιο κατάντη μιας απότομης τεκτονικής αναβαθμίδας. Στο γεωλογικό χάρτη (φύλλα Σέρρες και Προσοτσάνη, 1:50000, ΠΓΜΕ, 1985) θεωρούνται ως σχηματισμοί του Άνω Τεταρτογενούς.

Από τη μελέτη Α/Φ της ΓΥΣ κλίμακας 1:42000 εκδόσεως 1971, αλλά και από την επιτόπια έρευνα προέκυψαν στοιχεία για την ύπαρξη δύο χαμηλότερων ζωνών σύνθετων αλλουβιακών ριπιδίων στη χαμηλή λοφώδη περιοχή του ΒΑ τμήματος της λεκάνης των Σερρών.

Πίνακας 1. Χαρακτηριστικά των τεσσάρων ζωνών σύνθετων αλλουβιακών ριπιδίων του ΝΑ Μενοικίου και της λεκάνης των Σερρών.

Table 1. Characteristics of the four zones of alluvial fans in SW Menikion and Serres basin.

ΖΩΝΗ	ΥΨΟΜΕΤΡΑ (m)	ΥΛΙΚΑ	ΠΑΧΟΣ (m)	ΜΗΚΟΣ ΠΛΑΤΟΣ (km)	Δ/ΣΗ
Ανώτατη	280-600	Συνεκτικά λατυποκροκαλοπαγή	200	15/1-2	Δ/ΒΔ - Α/ΝΑ
Υψηλή	200-360	Χονδροκλαστικά ρυθμικά, καστανέρυθρα	50	13/1-2	Δ/ΒΔ - Α/ΝΑ
Ενδιάμεση	80-140	Χαλαρές κροκάλες, χαλίκια, χονδρόκοκκη άμμος	20	15/1-2	Δ/ΒΔ - Α/ΝΑ
Χαμηλή	10-60	Χαλαρή άμμος, αμμοιλύς και χαλίκια	5	17/1-2	Δ/ΒΔ - Α/ΝΑ

Η ενδιάμεση ζώνη, αναπτύσσεται ανατολικά των Επταμύλων και κατάντη του Ν. Σουλίου, ανάντη του Χρυσού και της Πεντάπολης, κατάντη του Δαφνουδίου και του Αγ. Χριστοφόρου, έχει μήκος περί τα 15 km, πλάτος 1-2 km και προσανατολισμό Δ/ΒΔ – Α/ΝΑ με ελαφρά κάμψη (υπερβολή). Υψομετρικά βρίσκεται μεταξύ των ισοψών 80 m και 140 m περίπου, αλλά σε ορισμένες περιπτώσεις οι πόδες των ριπιδίων απλώνονται μέχρι τα 60 m. Η εθνική οδός Σερρών – Δράμας έχει κατασκευαστεί κατά μήκος αυτής της ζώνης περίπου.

Χονδροκόκκη άμμος, χαλίκια και κροκάλες είναι τα βασικά υλικά απόθεσης και αποτελούν προιόντα διάβρωσης του υποβάθρου, των νεογενών ιζημάτων και των παλαιότερων υλικών των ανάντη ριπιδίων. Το πάχος των αποθέσεων αυτών δεν υπερβαίνει τα 20 m (γεωτρήσεις) και για αυτό θεωρούνται πρόσφατοι ολοκαινικοί σχηματισμοί επιφανειακής δραστηριότητας.

Η χαμηλή ζώνη δεν είναι τόσο ευδιάκριτη όσο η ενδιάμεση ζώνη, αλλά έχει αντίστοιχη ανάπτυξη με αυτή. Οι Α/Φ αλλά και η επιτόπια έρευνα δείχνουν ότι η ζώνη αυτή αναπτύσσεται από το ύψος του Νεοχωρίου μέχρι το ύψος του Θολού – Γαζώρου, ενώ το κατώτερο όριο αρχίζει από το Νεοχώρι και συνεχίζεται ανάντη του Σκοπού, της Μεσοχώρας και του Θολού. Έχει μήκος περί τα 17 km, πλάτος 1 – 2 km και προσανατολισμό Δ/ΒΔ – Α/ΝΑ με κάμψη στο μέσο (υπερβολή). Υψομετρικά τοποθετείται κατάντη της ισοψούς των 60 m με προεκτάσεις των πεδινών ριπιδίων μέχρι τα 10 – 15 m.

Στην περίπτωση αυτή η κατώτερη ζώνη των ριπιδίων μπορεί να θεωρηθεί ως περιλίμνια ζώνη της τέως λίμνης του Αχινού και της ευρύτερης βαλτώδους περιοχής της στο χαμηλότερο τμήμα της λεκάνης των Σερρών. Οι κεφαλές των ριπιδίων βρίσκονται στα στόμια εκβολής των χειμάρρων, σε απλές ή σύνθετες μορφές και τα υλικά κυρίως άμμος, αμμοιλύς και χαλίκια με κροκάλες διασκορπίζονται προς τα κατάντη ακανόνιστα. Το

πάχος των αποθέσεων είναι επίσης μικρό. Λόγω αδυναμίας φυσικής στράγγισης της περιοχής έχει κατασκευαστεί τεχνητό στραγγιστικό δίκτυο με κατεύθυνση την τεχνητή κοίτη του Στρυμόνα στην περιοχή της τέρως λίμνης Αχινού και με τη βοήθεια αντλιοστασίων στράγγισης το νερό οδηγείται στο Στρυμόνα.

δ) Η απόθεση κλαστικών υλικών σε εγκάρσιες και επιμήκεις ξηρές σήμερα κοιλάδες στο χώρο των νεογενών ιζημάτων της περιοχής έρευνας, σχετίζεται με τη δράση του χειμαρρικού συστήματος κατά το παρελθόν. Στο γεωλογικό χάρτη της περιοχής (φύλλο Σερρών 1:50.000, ΙΓΜΕ 1985) τα υλικά της απόθεσης αυτής, κυρίως άμμος, καστανοκόκκινοι πηλοί, ερυθρογή με παρεμβολές στρωμάτων κροκαλών, ανήκουν στο κατώτερο σύστημα αναβαθμίδων. Δηλαδή πρόκειται για πλειστοκαινικές αποθέσεις οι οποίες έχουν διαβρωθεί από τους σημερινούς χειμάρρους και έχουν σχηματιστεί αναβαθμίδες με μέτωπο μέχρι 5 m στις σημερινές κοίτες.

Η εξάπλωση του υλικού αυτού κατάντη της ανώτερης ζώνης των ριπιδίων, δείχνει σημαντική ενεργοποίηση των χειμάρρων προς διάβρωση των νεογενών αποθέσεων της περιοχής και διάνοιξη νέων κοιλάδων καθώς επίσης και προς απόθεση των υλικών διάβρωσης μέσα στις κοιλάδες αυτές. Οι χερσοχειμάρρεις αυτές διεργασίες οφείλονται, τόσο σε αλλαγές της τεκτονικής, όσο και σε κλιματικές αλλαγές του Πλειστοκαινού στην περιοχή (Βαβλιάκης, κ.α., 1989). Μπορούμε να δεχθούμε ότι πρόκειται για αποθέσεις glacia. Οι οποίες σήμερα βρίσκονται σε φάση διάβρωσης.

ε) οι εγκλιβωτισμοί των χειμάρρων είναι ένα γενικό φαινόμενο της περιοχής και αφορά όλους τους λιθολογικούς τύπους, δηλαδή το υποβάθρο, τα νεογενή ιζήματα, και τα τεταρτογενή ιζήματα, κυρίως τις αποθέσεις των glacia και των δύο ανώτερων ζωνών των αλλουβιακών ριπιδίων.

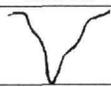
Οι εγκλιβωτισμοί αυτοί είναι πολλαπλοί κατά μήκος της κοίτης των χειμάρρων (πίνακας 2 και εικόνα 2)

Στα μεταξύ των εγκλιβωτισμών τμήματα των χειμάρρων η ροή γίνεται επιφανειακή, με υποτυπώδη κοίτη, η οποία υπερχειλίζει κατά τις πλημμυρικές παροχές και επιτρέπει τη διασπορά νερού και υλικών.

Για να ερμηνευθεί ο πολλαπλός αυτός εγκλιβωτισμός των χειμάρρων θα πρέπει να δεχθούμε ότι το πρσανές Μενοικίου-λεκάνης Σερρών δεν είναι ενιαίο, αλλά αποτελείται από τουλάχιστον τέσσερα προεξέχοντα διακριτά τμήματα (τεμάχια).

στ) Η Κλιμακωτή ανάπτυξη του αναγλύφου αρχίζει από τους πρόποδες του Μενοικίου όρους (pediments) στο χώρο του υποβάθρου σε υψόμετρο 400-500 m και συνεχίζεται μέχρι την κεντρική ζώνη της λεκάνης των Σερρών σε υψόμετρο 10-50 m. Πρόκειται για τεμαχισμό του ενιαίου πρσανούς σε επιμέρους τμήματα και αναστροφές του αναγλύφου σε κάθε ένα από αυτά. Έτσι η επιφάνεια κλίνει κατ' αντίθετη φορά προς τη φορά του πρσανούς, με βύθιση των ανάντη τμημάτων και έξαρση των κατάντη τμημάτων.

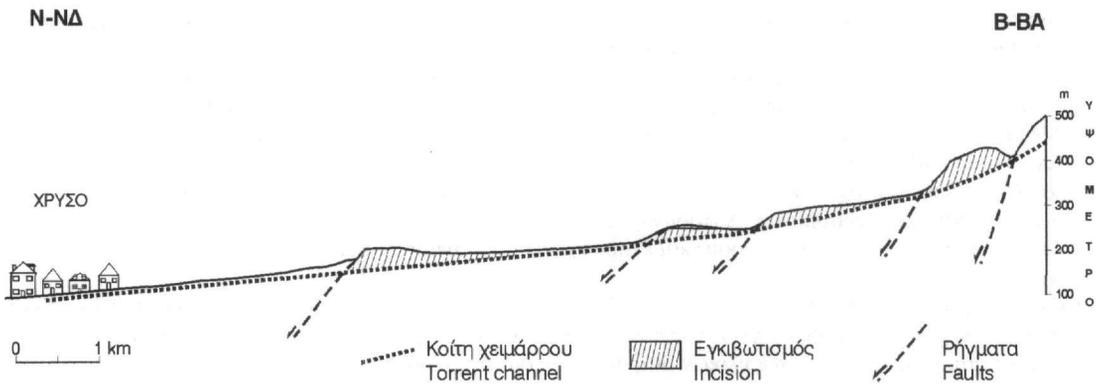
Table 2. Characteristics of torrent incision in the area of research.

ΕΓΚΛΙΒΩΤΙΣΜΟΙ	ΥΨΟΜΕΤΡΑ (m)	ΒΑΘΜΟΣ (m)	ΜΟΡΦΗ	ΥΛΙΚΑ
Ανώτερος	420-460	40-60		Υπόβαθρο Αλλ. Ριπίδια
Υψηλός	240-280	10-25		Νεογενή Αλλ. Ριπίδια
Ενδιάμεσος	160-200	10-40		Νεογενή Glacia
Κατώτερος	80-120	5-25		Νεογενή Glacia

Από την κίνηση αυτή δημιουργούνται κοιλάδες στα εσωτερικά, οι οποίες γεμίζουν με υλικά διάβρωσης και λοφώδη εξάρματα προς τα εξωτερικά, στα οποία διαβρώνονται από τους χειμάρρους που εγκλιβωτίζονται σ' αυτά.

Κατ' αυτό τον τρόπο η αναστροφή του αναγλύφου προσδιορίζει και τις εξωγενείς διεργασίες διάβρωσης-απόθεσης και τη δράση των χειμάρρων αντίστοιχα.

Προς τις περιοχές κατάντη των λοφωδών εξαρμάτων παρατηρείται απότομη πτώση του αναγλύφου, ενώ οι ζώνες των αλλουβιακών ριπιδίων σχηματίζονται προς τα εσωτερικά τμήματα των κλιμακωτών επιφανειών.

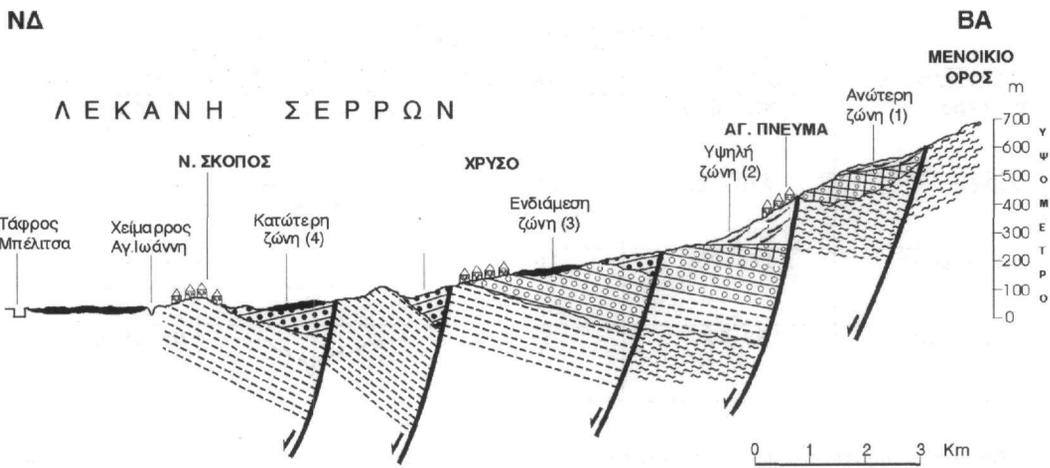


Εικόνα 2. Επιμήκης τομή (NNA-BBA) του επιφανειακού αναγλύφου της περιοχής έρευνας και πορεία της κοίτης των χειμάρρων με πολλαπλούς εγκιβωτισμούς.
Figure 2. Longitudinal profile along the axis of Agio Pnevma torrent valley, indicating the multiple incision of the torrent.

4. ΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΓΕΓΟΝΟΤΑ

Όλα τα γεωμορφολογικά στοιχεία που περιγράφηκαν για την περιοχή έρευνας οδηγούν στο συμπέρασμα ότι οφείλονται στη ρηξιγενή τεκτονική του Τεταρογενούς. Μετά την απόθεση των νεογενών ιζημάτων της λεκάνης των Σερρών έγινε ο τεμαχισμός της περιοχής από σύστημα παράλληλων μεταξύ τους ρηγμάτων A/NA-Δ/BA διεύθυνσης. Ακολούθησε η ολίσθηση των τεμαχίων κατά μήκος της επιφάνειας των κανονικών ρηγμάτων με περιστροφή αυτών. Έτσι τα εσωτερικά τμήματα βυθίστηκαν και τα εξωτερικά ανορθώθηκαν (αναστροφή αναγλύφου). Η σαφής κλίση των στρωμάτων όλων των νεογενών ιζημάτων προς το Μενόικιο, δηλαδή αντίθετα προς την κλίση των περανών της λεκάνης, επιβεβαιώνει την κίνηση αυτή.

Οι διαφορές αναγλύφου που προέκυψαν, οδήγησαν σε διαβρώσεις υλικών των εξαρμάτων, εγκιβωτισμούς των χειμάρρων, διανοίξεις κοιλάδων και μεταφορά υλικών από αυτά. Αντίθετα, οδήγησαν σε αποθέσεις υλι-



- | | | | |
|--|---|--|--|
| | ΑΡ. Ρητίδια. Ενδιάμεση & κατώτερη ζώνη (3&4). Ολόκαινο. | | NgC, Λιμνοχερασία. Νεογενές. |
| | ΑΡ. Ρητίδια. Ανώτερη & υψηλή ζώνη (1&2). Ολόκαινο. | | NgL, Λιμναία-Λιγνίτες. Νεογενές. |
| | Pt, Κατώτερο σύστημα αναβαθμίδων. Τεταρογενές. | | Sch, Μαρμαρυγιακοί σχιστόλιθοι. Παλαιοζωϊκό. |
| | Pt, Κροκαλοπαγή συνεκτικά. Τεταρογενές. | | |

Εικόνα 3. Σχηματική γεωλογική τομή του ΝΔ Μενοικίου – λεκάνης Σερρών.
Figure 3. Schematic geological profile of the SW Menikion – NE Serres basin.

κών στα βυθίσματα, είτε υπό μορφήν ριπιδίων, είτε υπό μορφήν glacis-αναβαθμίδων.

Φαίνεται μάλιστα ότι οι τεκτονικές κινήσεις βρέθηκαν σε έξαρση σε τέσσερις περιόδους του Τεταρτογενούς ώστε να σχηματιστούν οι αποθέσεις που περιγράφησαν και εξακολουθούν να είναι ενεργές και σήμερα. Φυσικά τα κλιματικά φαινόμενα ενίσχυσαν τις εξωγενείς διεργασίες στην περιοχή αυτή.

Ανάλογα ρήγματα και αντίστοιχες αναστροφές αναγλύφου εκδηλώθηκαν και στις υψηλές ζώνες του Μενοικίου όρους (Βαβλιάνης, 1981), οι οποίες όμως ενίσχυσαν την εξέλιξη των επιφανειακών καρστικών μορφών στα μάγμαρα (πόλγες, ουβάλες, δολίνες).

5. ΣΥΖΗΤΗΣΗ – ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Οι εξωγενείς διεργασίες που διαμόρφωσαν το ανάγλυφο και καθόρισαν τη δράση των χειμάρρων στην περιοχή έρευνας διαφοροποιήθηκαν κατά θέσεις εξαιτίας της δράσης της τεταρτογενούς τεκτονικής. Η δράση αυτή εκδηλώθηκε με το σχηματισμό ομάδας παράλληλων Α/ΝΑ-Δ/ΒΔ διεύθυνσης λιστρικών κανονικών ρηγμάτων και τεκτονικών τεμαχών τα οποία κινήθηκαν περιστροφικά. Η κίνηση αυτή οδήγησε σε αναστροφές του αναγλύφου σε κάθε τέμαχος και έδωσε τη δυνατότητα στους χειμάρρους να διαβρώνουν τα εξάρματα, να εγκλιβωτίζονται και να δημιουργούν νέες κοιλάδες και αναβαθμίδες. Ταυτόχρονα, η μείωση της κλίσης στα βυθίσματα οδήγησε σε αποθέσεις υλικών, είτε υπό μορφήν ζωνών σύνθετων αλλουβιακών ριπιδίων, είτε υπό μορφή ζωνών πλήρωσης κοιλάδων (Εικόνα 3).

Με τον τρόπο αυτό δημιουργήθηκαν παγίδες για τα υλικά της διάβρωσης στη λεκάνη των Σερρών. Η αύξηση της παραγωγής ικανότητας οδήγησε σε μείωση των ρυθμών ιζηματομεταφοράς του ποταμού Στρυμόνα. Για το λόγο αυτό ο Στρυμόνας είναι ο μόνος μεγάλος ποταμός της Β. Ελλάδας ο οποίος δεν σχηματίζει δέλτα στις εκβολές του.

Τα μορφολογικά, υδρογραφικά και ιζηματολογικά στοιχεία τόσο της περιοχής έρευνας όσο και της ευρύτερης περιοχής του Μενοικίου που προσδιορίστηκαν από τον Βαβλιάνη (1981) και τους Βαβλιάνη κ.α. (1989), δείχνουν ότι η μορφοτεκτονική εξέλιξη της εν λόγω περιοχής φαίνεται να συμφωνεί με το μοντέλο που προσδιορίστηκε από τους Jackson & McKenzie (1983) για τον Κορινθιακό Κόλπο.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ΒΑΒΛΙΑΚΗΣ, Ε., 1981. Μελέτη των επιφανειών διάβρωσης καρστικών, παγετωδών και περιπαγετωδών μορφών του όρους Μενοικίου στην Α. Μακεδονία, από γεωμορφολογικής και μορφογενετικής πλευράς. Διδακτ. Διατριβή, Αριστοτέλειο Παν/μιο, Θεσσαλονίκη, 192 σ.
- ΒΑΒΛΙΑΚΗΣ, Ε., ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ, Δ., ΣΩΤΗΡΙΑΔΗΣ, Λ., 1989. Μορφοτεκτονικές παρατηρήσεις και σχετική χρονολόγηση των νεοτεκτονικών παραμορφώσεων στο Όρος Μενοίκιο. 4^ο Συν. Ελλ. Γεωγρ. Εταιρ., 289-302.
- ΒΟΥΒΑΛΙΔΗΣ, Κ., 1998. Μορφολογικές, ιζηματολογικές, ωκεανογραφικές διεργασίες και ανθρωπογενείς επεμβάσεις που συμβάλλουν στην εξέλιξη του συστήματος των εκβολών του ποταμού Στρυμόνα. Διδακτ. Διατριβή, Αριστοτέλειο Παν/μιο, Θεσσαλονίκη.
- JACKSON, J., MCKENZIE, D., 1983. The geometrical evolution of normal fault systems. J. Struct. Geol. 5, 471-482.
- ΚΑΡΥΣΤΙΝΑΙΟΣ, Ν., 1984. Παλαιογεωγραφική εξέλιξη της λεκάνης των Σερρών. Λιθοστρωματογραφία, Βιοστρωματογραφία και Τεκτονική. Διδακτ. Διατριβή, Αριστοτέλειο Παν/μιο, Θεσσαλονίκη, 1-230.
- PSILOVIKOS, A., & SYRIDES, G., 1983. Stratigraphy, Sedimentation and Paleogeography of the Strymon Basin, Eastern Macedonia/Northern Aegean Sea, Greece. Clauthaler Geol. Abh., 44: 55-87.
- ΨΙΛΟΒΙΚΟΣ, Α., 1990. Η επίδραση της νεοτεκτονικής στη διαμόρφωση των υδρογραφικών δικτύων της ΝΔ Ροδόπης. Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Ετ., XXII, 171 - 182.

PALAEOGEOGRAPHIC EVOLUTION OF THE KERINTHOS COASTAL AREA (NE EVIA ISLAND) DURING THE LATE HOLOCENE

H. MAROUKIAN¹, N. PALYVOS¹, K. PAVLOPOULOS² AND E. NICOLOPOULOS³

ABSTRACT

Preliminary results of a detailed study on the palaeogeographic evolution of the Kerinthos coastal archaeological area (N. Evia island) are presented. The coastal setting of Kerinthos has been subjected to important changes during the Late Holocene, under the influence of eustatic sea-level rise, progradation of the Voudhoros river alluvial plain, and tectonic uplift. Subsurface stratigraphic data indicate that Peleki, a naturally sheltered coastal embayment that has been partially infilled by Voudhoros alluvia since at least the Classical period, had been previously a shallow, low-energy brackish water coastal environment - since at least 5000 B.P. Coastal tectonic uplift of the order of 3 m during the last 5 millennia is inferred from ¹⁴C dated marsh deposits (0.6 mm/yr minimum mean uplift rate).

KEY WORDS: Coastal geomorphology, geoarchaeology, coastal stratigraphy, coastal tectonic uplift, Holocene, Kerinthos, Voudhoros, Evia, Aegean, Greece.

1. INTRODUCTION

The Kerinthos archaeological area is located on the Aegean coast of north Evia (Fig. 1a/b). Little is known about the main ancient settlement and the occupation in the surrounding area. Kerinthos first appears in literature in the "catalogue of ships" in Homer's *Iliad* (B 538), as one of the cities that contributed ships to the Trojan expedition. Since then it was closely related to the sea - "ἐφ'αλος" (=on the sea) is its homeric epithet-, however it is only briefly mentioned in later ancient texts (Sapouna-Sakellaraki, 1996). From archaeological surveys it is known that the area could have been occupied since the Neolithic period and uninterrupted up to the Hellenistic and Roman periods (Sackett et al. 1966, Hope-Simpson & Dickinson, 1979, Sapouna-Sakellaraki, 1996). Today Archaic (or Classical) fortification ruins and much earlier defence structures - "Cyclopean" walls- point to the location of the ancient acropolis, on top of limestone coastal cliffs (Kastri) at the area of Peleki (Fig. 1b, 2). To the W and WNW, extends the alluvial plain of the Voudhoros river, which debouches just west of the ancient acropolis.

A detailed geomorphological field survey of the broader coastal was carried out, and three shallow (4m) boreholes were drilled in the Peleki embayment -a site well suited to have been the ancient port of Kerinthos- in order to study the sedimentation sequence under the Voudhoros alluvium cover, and detect palaeo-environmental changes during the late Holocene.

2. GEOMORPHOLOGICAL EVOLUTION OF THE BROADER COASTAL AREA

A most important agent of coastal change in the broader Kerinthos area during the Late Holocene, is the Voudhoros river. Voudhoros is the product of the confluence of rivers Nileas and Kireas, that constitute the largest drainage network in Evia island, with a watershed of 360,5 km² (Fytrolakis et al., 1988, Leontaris & Gournellos, 1991), extending on a variety of alpine and post-alpine formations : carbonates of the Sub-Pelagonian unit, ophiolites and melange, and Neogene fluvio-lacustrine deposits of the Limni-Histiaia basin (Katsikatsos et al., 1980, 1981). The large watershed area and dominance of easily erodible ophiolites, melange, and Neogene deposits, result into a high sediment flux in the coastal area.

Around 7000-5500 yrs BP, when the rate of the global sea-level rise started to decelerate, most of the area covered today by the coastal plain alluvium must have been a marine bay, as Fytrolakis et al. (1988) have suggested, reporting sands with marine bivalves and gastropods, presently at 1.3 m below m.s.l. in a borehole 900 m away from the coastline. Since the deceleration of the Holocene transgression, progradation of the Voudhoros

1. University of Athens, Faculty of Geology, Panepistimiopolis, 15784, Athens.

2. Harokopio University, Faculty of Geography, 70 El. Venizelou Str., 17671, Athens.

3. 11th Ephorate of Prehistoric and Classical Antiquities, Archaeological Museum of Chalkis, 13 El. Venizelou Str., 34100, Chalkis.

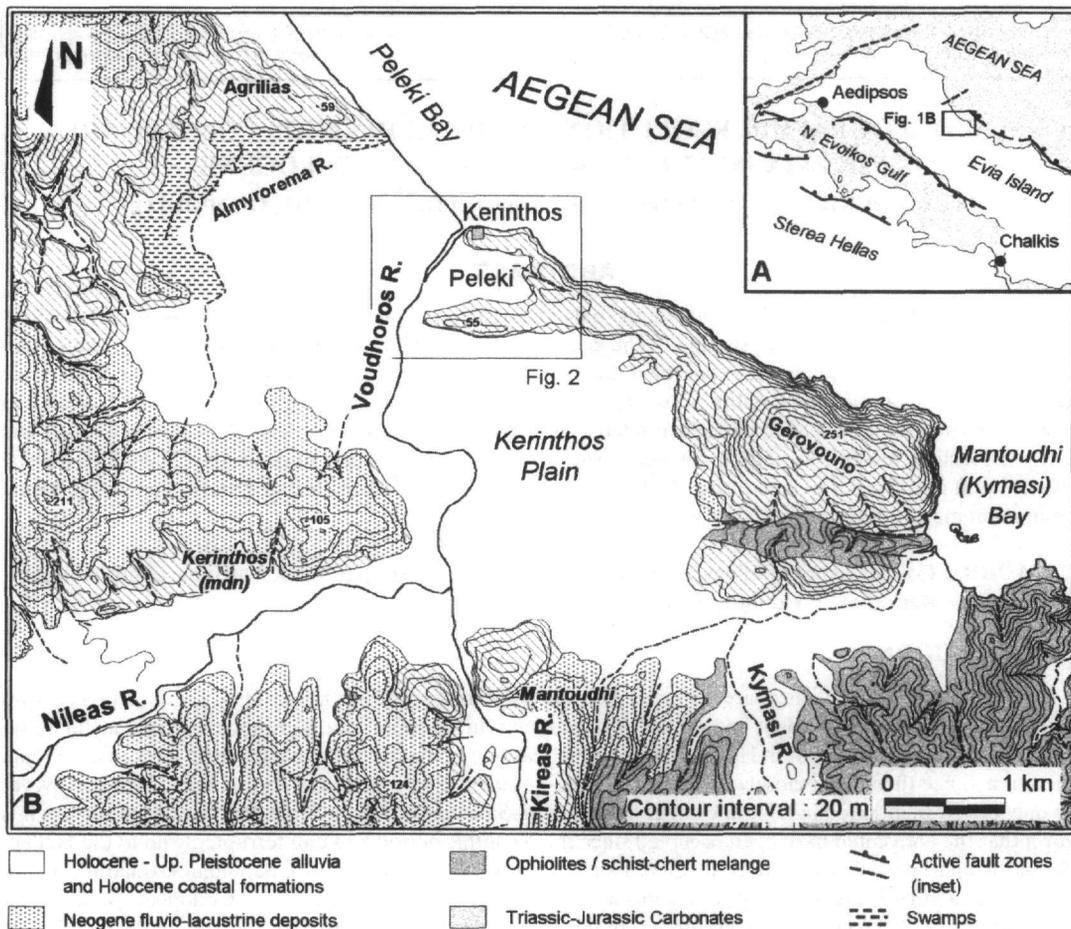


Fig. 1. (A) Location map and active fault zones. (B) Topography and lithology of the Voudhoros plain surrounding area (Katsikatsos et al., 1980, 1981).

alluvial plain was allowed, resulting in the gradual infill of the bay (the NW was only partially filled).

Apart from the interplay between eustatic sea-level rise and progradation of the Voudhoros alluvial plain, another important factor affecting the coastal evolution is tectonic uplift realised by an active offshore fault-zone, paralleling the Aegean seaboard of Evia (Fig. 1a - e.g. Roberts & Jackson, 1991). Recent coastal uplift was observed at Kymasi (Fig. 1b), where abrasion platforms around the base of ophiolite sea-stacks and at the SE end of the bay were found uplifted by about 35 cm. Beachrocks inside the bay were found elevated by about 30 cm a.m.s.l. and at a small cove at the NW end of Kymasi, two wave-cut notches were observed in limestone (20 and 60 cm a.m.s.l. respectively). At the Kerinthos site (exactly at the mouth of Voudhoros), remains of an uplifted abrasion platform were found at about 30 cm a.m.s.l., together with an ill-preserved notch. Stiros et al. (1992) carbon-dated *Lithofaga* shells from the Kymasi notch (510-380 BC), that, according to the same authors, corresponds to an uplifted shoreline that can be observed almost continuously for about 70 km in the Evian coast. No historical accounts of the earthquake responsible for its uplift exist, which, according to Stiros et al. (1992) could have been of magnitude greater than Ms 7.0.

3. THE PELEKI (KERINTHOS) EMBAYMENT

The hilltop on which the Kerinthos acropolis is built, is overlooking to its immediate south the area of Peleki (after which the Peleki bay was named), a 500 by 380 m embayment flanked by two elongate E-W trending limestone promontories (Fig. 2). Peleki is a Pleistocene depression filled today with Voudhoros alluvium, the formation of which was passively directed by E-W striking faults (Katsikatsos et al., 1980).

It is highly probable that the coastal geography was different in ancient times, as it has been found to be the case in many other coastal plain environments (e.g. Kraft, 1972). Peleki is reasonably expected to have been a coastal embayment -that would provide excellent natural shelter in the otherwise inhospitable Aegean coast-, with the Kerinthos acropolis strategically positioned to watch over ancient port facilities inside it.

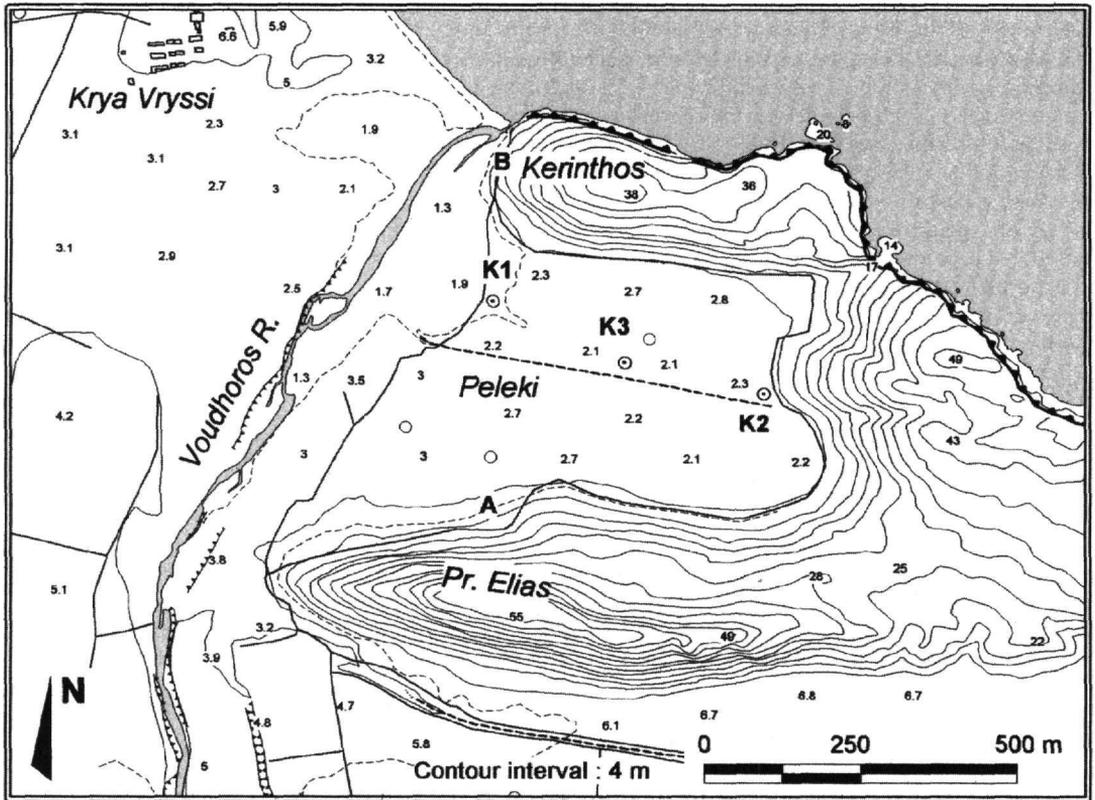


Fig. 2. Detailed topography of the Kerinthos archaeological area (Peleki embayment), from 1:5.000 maps of the Hellenic Army Geographical Service.

Although no systematic excavations have been carried out in the recent alluvium inside Peleki, abundant surface finds (Choremis, 1971), and more recent unpublished material suggest that at least its northern part was a cemetery during the Classical period (5th-4th cents. B.C.). This implies that the infill of the embayment was already complete by that time. What is of particular interest, is the fact that no earlier findings have been reported from inside the embayment but only at more elevated areas at its periphery, where trial excavations by Sampson (1973-74, 1975a/b) yielded ruins and burials of the Middle Helladic period (1800-1500 BC) – sites A and B in Fig. 2.

4. BOREHOLE DATA

In view of the lack of specific historical accounts and of systematic archaeological excavations, a subsurface stratigraphic study inside Peleki was decided, in an attempt to determine the timing of its infill by Voudhoros alluvium and previous environmental conditions. In order to obtain information about the Holocene stratigraphy under the recent alluvia of Voudhoros, three 4 m boreholes were drilled with a portable Eijkelkamp percussion drilling set along the central axis of Peleki (Aug.-Sept. 2000, locations in Fig. 2). K1 was drilled at the mouth of the embayment, K2 at the head of the embayment, and K3 in-between the first two. Apart from field descriptions of the retrieved stratigraphic successions, selected samples from the cores were analysed for grain size, micro and macro-fossils, and other inclusions. Identification of ostracods and foraminifera was based on scan-

ning electron microscope photographs of specimens found in various coastal areas in Greece (Tziavos, 1996, Niemi, 1990, Kambouroglou, 1989 and Tziavos, 1978) and standard reference works. Two samples of organic remains were sent to a laboratory for ^{14}C dating.

All three successions (logs in Fig. 3) ended in fine-grained brown-coloured overbank deposits of Voudhoros, plus colluvium in K2 -which is near the base of a slope-, bearing an imprint of pedogenesis. In K1, the lowest unit consisted of well sorted, rounded gravel at its bottom with a maximum size of 5 cm -the coarsest sediment in all three cores-, grading upwards into cyanish-grey coloured silty fine sand. Sample K1-8 from this unit contained a lot of plant remains but it was extremely poor in microfossils, with only a few fresh-water ostracods (*Candona compressa*, Koch). After a transitional zone of about 20 cm, 1 m of cyanish-grey fine-grained deposits were encountered (K1-7, 95% silt+clay). These were rich in organic remains (rotten wood, roots), and fresh water ostracods (*Candona compressa*, Koch). The litho- and bio-facies of K1-7 indicates a very low energy, oxygen-deficient and low salinity environment (marsh).

A large piece of wood from this unit (sample K1-7) was ^{14}C dated⁴ (^{13}C corrected, error +/- 1s) at 1040 +/- 90 years BP, an age that could be in conflict with the archaeological data, that unequivocally speak of Classical tombs 0,5 - 1 m below the surface inside the Voudhoros overbank deposits in the vicinity of K1 (Choremis, 1971) and at several other sites in Peleki. Hence, unless the archaeological data are reinterpreted differently in the future, or, until new boreholes are made close to K1 and more ^{14}C dates are obtained, the age of K1-7 should be considered problematic - even though the sample, a large piece of wood, was ideal for ^{14}C -dating.

Borehole K2 could not penetrate beyond 1.50 m below m.s.l., probably because bedrock was encountered, since the site was only a few meters away from the limestone slope. The retrieved succession consisted of a 1,4 m-thick unit of cyanish-grey sandy clay+silt at the bottom, coarsening upwards into silty fine sand of the same colour. This unit was overlain by 70 cm of greenish-grey silty fine sand, rich in organic remains at the first 20 cm, fining upwards into sandy silt+clay. A sample of organic remains (K2-7) was ^{14}C dated⁵ at 4910 +/- 60 years BP (^{13}C corrected age, error +/- 1s).

Samples K2-8 and K2-9 were taken from distinct 10-cm horizons in the lower unit, very rich in small (up to 1 cm) in situ marine to brackish water bivalves and gastropods (*Cerithium sp.*) and benthic foraminifera (*Ammonia becarii*, Linne, *Elphidium fichtelianum*, D'Orbigny, *Quinqueloculina sp.*). Also, abundant fresh and brackish water ostracods were present (*Candona compressa*, Koch, *Ilyocypris sp.*, *Cyprinotus salinus*, Bady, and fewer *Loxocoelona sp.* and *Pseudopsamocytthere sp.*). As a whole, the lower unit of K2 is interpreted as a low-energy brackish to fresh water environment, with occasional increases in salinity (permitting the development of the brackish to marine macro and micro-fauna in horizons K2-8 and K2-9, which is absent in the rest of the unit). Sample K2-3 from the upper unit included low-salinity brackish water ostracod fauna (*Ilyocypris sp.*, *Candona compressa*, Koch, *Cyprideis torossa*, Jones) and *Ammonia becarii* (Linne), indicating a fresh to brackish water environment.

Borehole K3 could not reach deeper than 1.90 m below m.s.l., because a very hard horizon was encountered. Since not even chips of this material could be retrieved, it is not known whether it was e.g. a beachrock. The succession above it began with 60 cm of oxidised greyish-yellow medium to coarse sand (fines 20%), characterised by absence of microfossils. Overlying this unit in sharp contact were 50 cm of cyanish-grey medium to fine sand with increased fines (40%), containing organic remains (plant remains, pieces of wood) and fresh to brackish water ostracods (*Cyprideis torossa*, Jones, *Candona compressa*, Koch). Calcareous oogonia (spore sacs) of the green algae *Chara sp.* were also abundant, indicative of clear fresh water or low salinity brackish water. In sharp contact above came 20 cm of greyish yellow fine and medium sand (55 %) and 45 % silt+clay (K3-7), containing plant remains and similar ostracod fauna (*Cyprideis torossa*, Jones and *Candona compressa*, Koch) and *Chara sp.* Overlying K3-7 were 50 cm of greyish-yellow (oxidised) fine and medium sand (25% fines), containing no microfossils, like the unit of K3-10. Finally, 60 cm of greenish-grey coloured fine sands and silts were encountered - sample K3-4 from this unit also contained no microfossils.

5. DISCUSSION - CONCLUSIONS

The stratigraphy of the boreholes inside Peleki, is characterised by significant lateral facies changes underneath the overbank deposits of Voudhoros. In an overall sense, the dark-coloured silts/clays and fine sands rich in organic matter and containing predominantly brackish water microfossils were deposited in a shallow, protected, marshy coastal environment. This environment was established at least since 5000 years BP, as the ^{14}C age of K2-7 indicates.

⁴ Lab. No. GX-27132 (Geochron Laboratories).

⁵ Lab. No. GX-27281 (Geochron Laboratories).

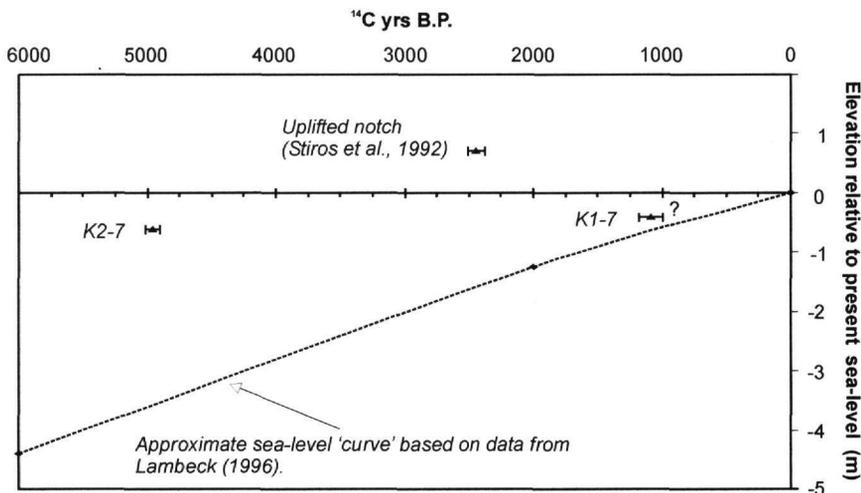


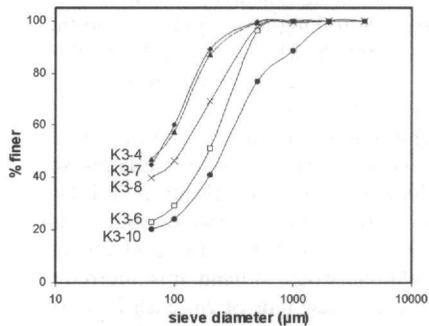
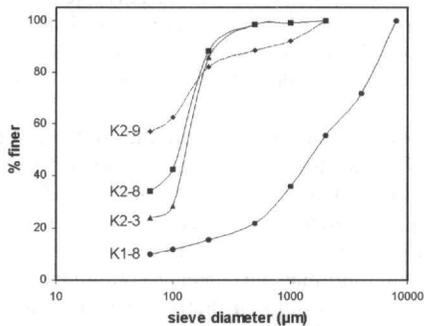
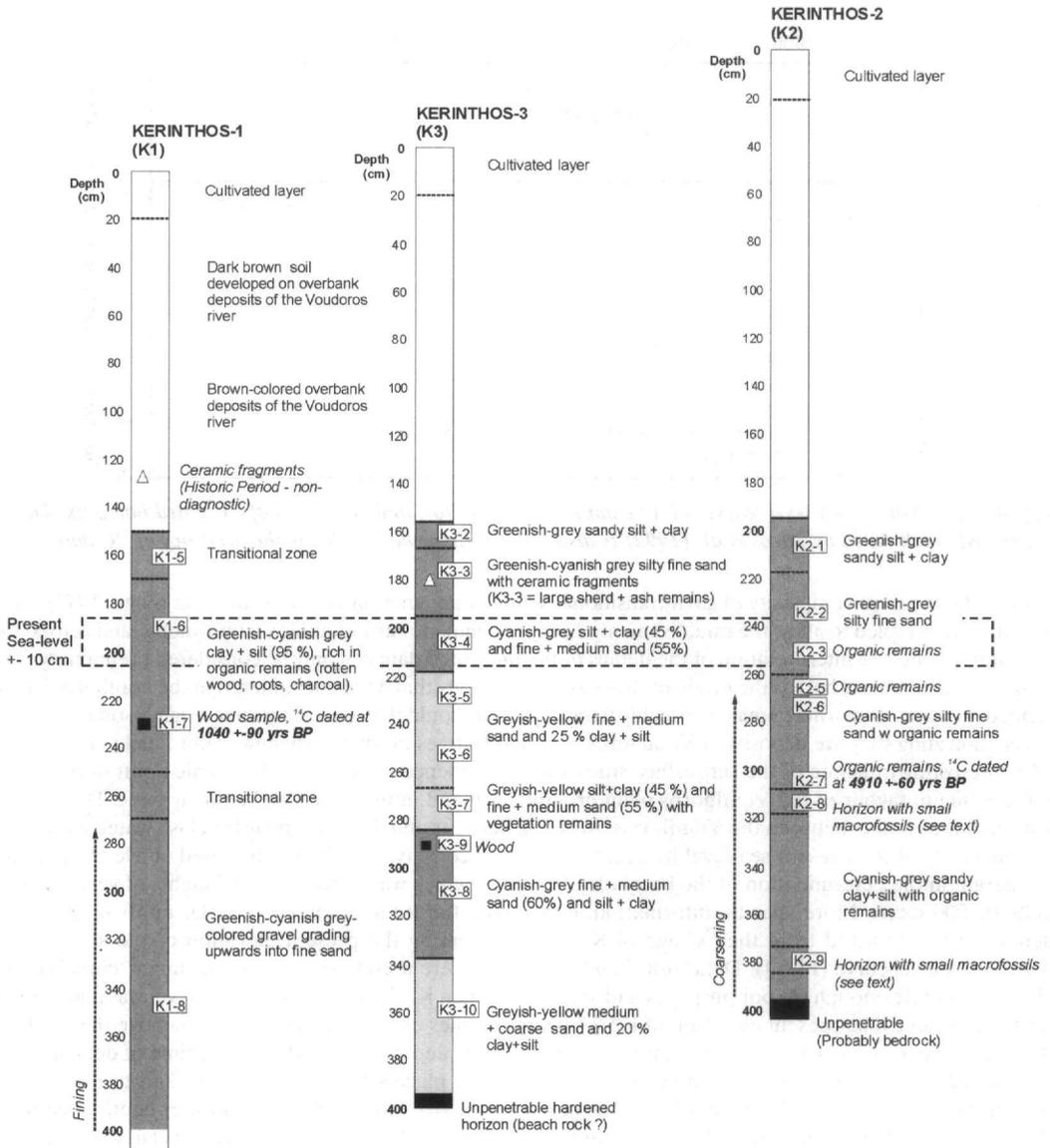
Fig. 4. Approximate sea-level 'curve' (data from Lambeck, 1996), and elevations of ¹⁴C dated horizons. The uplifted notch dated by Stiros et al. (1992) is also plotted. Error bars indicate the accuracy of ¹⁴C dates.

Given the inherent complexity of such transitional sedimentary environments (Reineck & Singh, 1973), until more cores are sampled to allow the establishment of a more complete 'stratigraphic section' along -and across- the Peleki embayment, any interpretation of the details of the presented data can only be considered preliminary. The main question of interest here is the origin of the coarser sediments that were encountered in the boreholes. These contained no traces of marine fauna (reasonably to be expected should they were of marine origin), something that could be indicating they are deposits of Voudhoros -e.g. flood surges inside the shallow-water Peleki embayment.

An interesting outcome of the subsurface study was the evidence for significant tectonic uplift of the coast, a factor acting in favour of the Voudhoros plain progradation and infill of the Peleki embayment. The present elevation of the contact between the Voudhoros overbank deposits and the underlying brackish water sediments, is systematically above present sea-level by at least 30 cm - a conservative figure measured above the possible error margin in the determination of the borehole elevations, which was based on spot heights of very accurate HAGS 1:5.000 maps. More specific information, concerning the total amount of coastal uplift in the last 5 millennia can be extracted from the ¹⁴C age of K2-7, by comparing the present elevation of the sample to a Holocene sea-level curve (Fig. 4). Data from Lambeck (1996) were used to plot the approximate 'curve' of Fig. 4, which is accurate enough for our purposes and shows that when K2-7 was deposited, sea-level was about 3,6 m lower than present. The present elevation of K2-7 (-0.6 m) implies uplift of the coast by 3 m above the sea-level at the time of deposition. This is a minimum figure -because the depth of water during the time of deposition of K2-7 and the subsequent sediment compaction that has taken place since is not known-, and translates to a (minimum) mean uplift rate of 0.60 mm /yr for the past 4960 yrs (0.67 mm/yr if 30 cm of water depth is assumed for K2-7). The notch dated by Stiros et al. (1992) at Kymasi, is about 2.2 m higher than sea-level at the time of its formation (Fig. 4), yielding a mean uplift rate of about 0.9 mm/yr for the past 2445 yrs. This rate is significantly high, and comparable to long-term uplift rates in the southern margin of the Corinth Gulf (1.1 mm/yr being a conservative figure for the Helike fault - McNeill et al., 2000). Even if the above two figures are crude first estimates based on a low-accuracy sea-level curve, their difference could still reflect changes in the rate of coastal uplift during the Holocene.

Another point of interest is the possibility of identifying palaeoseismic events from the stratigraphic record, since the sequences preserved in coastal wetlands can potentially 'document' earthquake-induced changes (e.g. Cundy et al., 2000), especially if coseismic uplift is large, as Stiros et al. (1992) propose. In the Peleki sequences, unambiguous indications of emergence episodes could not be identified - e.g. subaerial deposits intercalated in the brackish sediments; however, more detailed analyses could yield fruitful results in the future.

With the preliminary data at hand, it is inferred that coastal uplift may have been accommodated in several episodes uplifting by a few tens of cm each time, rather than a few events of metre-scale coseismic uplift as suggested by Stiros et al. (1992), that would probably uplift the deposits above sea-level - at least as far as the Peleki area is concerned. Another possibility would be that coseismic uplift is superimposed on significant slow nonseismic movements, as proposed e.g. by Stewart (1996) for the Helike fault (Corinth gulf).



Sieve diameters used : 64, 100, 200, 500, 1000, 2000 and 4000 μm

Fig. 3. Borehole logs and cumulative grain-size distribution curves for selected samples.

REFERENCES

- CHOREMIS, A., 1971. Kerinthos, *Archaeologikon Deltion*, 26, Chronika B1, 261 (in Greek).
- CUNDY, A., KORTEKAAS, S., DEWEZ, T., STEWART, I., COLLINS, P., CROUDACE, I., MAROUKIAN, H., PAPANASTASSIOU, D., GAKI-PAPANASTASSIOU, K., PAVLOPOULOS, K. AND A. DAWSON, 2000. Coastal wetlands as recorders of earthquake subsidence in the Aegean: a case study of the 1894 Atalanti earthquakes, *Marine Geology*, 170, 1-2, 3-26.
- FYTROLAKIS, N., ALEXOULI-LIVADITI, A., LIVADITIS, G. AND J. KYROUSSIS, 1988. Geomorphological study and observations on the hydrogeology and pollution of surface and subterranean waters in the Kireas and Nileas basins (N. Evia). *Bull. Geol. Soc. Greece*, XX/3, 115-132 (in Greek).
- HOPE-SIMPSON, R. AND O. DICKINSON, 1979. A Gazetteer of Aegean Civilization in the Bronze Age, Vol. VII, Göteborg.
- KAMBOUROGLOU, E., 1989. Eretria – palaeogeographic and geomorphological evolution during the Holocene, PhD Thesis, Univ. of Athens, 237 pp. (in Greek).
- KATSIKATSOS, G., KOUKIS, G. AND M. FYTIKAS, 1981. Geological map of Greece (1:50.000) – Psachna-Pelion sheet, IGME, Athens.
- KATSIKATSOS, G., KOUNIS, G., FYTIKAS, M., METTOS, A. AND M. VIDAKIS, 1980. Geological map of Greece (1:50.000) - Limni sheet, IGME, Athens.
- KRAFT, J., 1972. A reconnaissance of the geology of the sandy coastal areas of eastern Greece and the Peloponnese, Univ. of Delaware, Tech. rep. 9, 158 pp.
- LAMBECK, K., 1996. Sea-level change and shoreline evolution in Aegean Greece since upper Palaeolithic time, *Antiquity*, 70(169), 588-611.
- LEONTARIS, S. AND TH. GOURNELLOS, 1991. Observations on the evolution of the drainage network of Evia island in relation to its geological structure, *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXV/4, 25-38 (in Greek).
- MCNEILL, L., COLLIER, R. AND F. D' AJELLO CARRACIOLO, 2000. Tectonic and geomorphic evolution of the southern gulf of Corinth rift margin: focus on the Eastern Eliki fault footwall block, 3rd Int. Congr. on ancient Helike and Aigialeia, Nikolaiika 6-9 Oct. 2000, Abstr., p. 15-16.
- NIEMI, T., 1990. Palaeoenvironmental history of submerged ruins on the northern Euboean gulf coastal plain, Central, Greece, *Geoarchaeology*, 5, 4, 323-347.
- REINECK, H. AND I. SINGH, 1973. Depositional sedimentary environments, Springer Verlag, 439 pp.
- ROBERTS, S. AND J. JACKSON, 1991. Active normal faulting in central Greece: an overview, in Roberts, A.M., Yielding, G. and S. Freeman (eds), "The geometry of normal faults", Geological Society of London Sp. Publ. 56, 125-142.
- SACKETT, L., HANKEY, V., HOWELL, R., JACOBSEN, T. AND M. POPHAM, 1966. Prehistoric Euboea, contributions toward a survey, *Annual of the British School at Athens*, 71, 33-113.
- SAMPSON, A., 1973-1974. *Archaeologikon Deltion*, 29, Chronika, 484-487 (in Greek).
- SAMPSON, A., 1975a. A middle Helladic settlement at Peleki, *Archaeologika Analekta ex Athinon (AAA)*, VIII, 28-31 (in Greek).
- SAMPSON, A., 1975b. Excavation at the Kerinthos acropolis, *Archaeologika Analekta ex Athinon (AAA)*, VIII, 32-37 (in Greek).
- SAPOUNA-SAKELLARAKI, E., 1996. Mycenaean Kerinthos, in "Minotaur and Centaur. Studies in the Archaeology of Crete and Euboea" (D. Evely, I.S. Lemos, and S. Sherratt, eds.), *BAR International Series*, 638, 106-110.
- STEWART, I., 1996. Holocene uplift and paleoseismicity on the Eliki Fault, Western Gulf of Corinth, Greece, *Annali di Geofisica*, XXXIX, 3, 575-588.
- STIROS, S., ARNOLD, M., PIRAZZOLI, P., LABOREL, J., LABOREL, F. AND S. PAPAGEORGIOU, 1992. Historical coseismic uplift on Euboea island, Greece, *Earth. Planet. Sci. Letters*, 108, 109-117.
- TZIAVOS, CH., 1978. Distribution of recent foraminifera and ostracoda from the Sperchios river delta and Maliakos gulf, *Thalassografica*, 2, 1, 57-81.
- TZIAVOS, CH., 1996. Oceanographic study and palaeo-environmental evolution of the Amvrakikos gulf, PhD Thesis, Univ. of Athens, 319 pp. (in Greek).

EROSION OF OROGENIC WEDGES – A SANDBOX VIEW

K.S.PERSSON¹ & D. SOKOUTIS²

ABSTRACT

Sandbox models give insights into the progressive development of two-sided orogenic wedges. Effective indenters, that develop in models without erosion for rigid indenter face-dips of 75° or 15°, are strongly affected by erosion. No effective indenters develop in models with moderate and total erosion when the rigid indenter face-dip is 75°. In models with rigid indenter face-dips of 15° effective indenters develop but are smaller in size when erosion is applied. If the effective indenter is smaller, strain partitioning by compaction decreases in favor of strain partitioning by imbricate shear. Models with rigid indenter face-dips of 15° and 30° and without redeposition favor strain partitioning by development of new shears.

KEY WORDS: effective indenter, erosion, orogenic wedge, sandbox modelling

1. INTRODUCTION

During indentation different ratios of vertical to lateral escape depend on the degree of orogen-lateral confinement of the indented continent (Davy and Cobbolt, 1988), the layer rheologies, and the dimensions of indented and indenting continents. Strong orogen confinement leads to crustal thickening while weak lateral confinement favors lateral escape (Davy and Cobbold, 1988; Ratschbacher *et al.*, 1991). The exhumation of high-grade metamorphic rocks from continental convergence zones is also related to tectonic denudation and/or erosion (Koons, 1990; Thompson *et al.*, 1997) in company with isostatic adjustment (Merle, 1994). Denudation unroofs orogens and exhumes material from within the orogen in proportion to the mass removed.

Erosion (mechanical and chemical) has mainly been considered a passive process, not one that can control tectonic evolution. However, in nature several orogens that suffer severe erosion show a high exhumation rate (Koons, 1990). Furthermore, redistribution of the eroded material by sedimentation can increase the vertical principal stresses on the foreland and hinterland. The rate of erosion is dependent on such factors as climate, rock-type, topography and rate of convergence.

This project focuses on the importance of erosional control of orogenic patterns of shear. Sandbox models with strong orogen lateral confinements leading to crustal thickening, by vertical movement due to indentation are subject to erosion and sedimentation at three different rates. Serial sectioning of such 3D sand-box experiments can give insight on deep-level structures for which we otherwise rely on geophysical profiles.

2. PREVIOUS MODELLING AND TERMINOLOGY

In continental convergence zones where the indenting and indented plates are of approximately the same vertical dimensions, the rising wedge can spread equally over both continents creating a two-sided coupled orogenic wedge (Koons, 1990 & Beaumont *et al.*, 1992). This "pop-up" wedge, bound by fore- and back kinks is typical for materials with an internal friction angle of 30° (Coletta *et al.*, 1991). The orogenic wedge is represented in the model as the area between the active fore-kink and back-kink (Fig. 1).

Strain localizes in sand on small-scale fault-like structures (Willett *et al.*, 1993), called *kink-bands* (or *kinks*). Kink-bands start to dilate and shear with finite width but progressively narrow to *shears* and further to *thrust* zones. The definition of *fore-kink* and *back-kink* in this work follows Malavieille (1984) and is based on the direction of movement of the rigid indenter. Structures which propagate forward away from the advancing rigid indenter with progressive shortening, are called *fore-kinks*; those that propagate backward toward the indenter are called *back-kinks* (Fig. 1).

1. Ramberg Tectonic Laboratory, Uppsala University, Sweden

2. Dept. of Geology and Physical Geography, Aristotle University of Thessaloniki, Greece

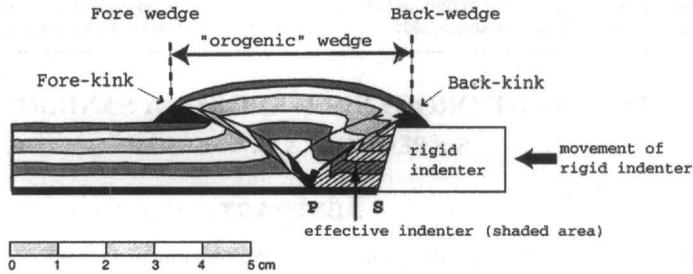


Figure 1. Orogenic wedge bound by fore- and back-kinks where the back-kink is the front face of an effective indenter.

The deformation mechanisms within the sand pack are lateral compaction, basal slip and imbricate shear or kinking (Mulugeta, 1988; Mulugeta and Koyi, 1987 & 1992). The wedge rises stepwise and each of these incremental rises predates the formation of a new kink (Mulugeta and Koyi, 1992).

Most analogue models of indentation tectonics have considered the indenter geometry in plan view (e.g. Tapponier & Molnar, 1976; Tapponier *et al.*, 1982, 1986; Ratschbacher *et al.*, 1991). However, recent models show that the structures in sand packs greatly depend on the vertical shape of the rigid indenter (Bonini *et al.*, 1999 & Persson, in press). For rigid ramp dips of $=60^\circ$ (Bonini *et al.*, 1999) and $<30^\circ$ (Persson, in press), sand is transferred to the front of the rigid indenter, so that the system builds its own ramp, an *effective indenter*, by accreting and compacting sand between the rigid indenter and an active back-shear. The back-shear is taken to be the front face of the "effective indenter" (Fig. 1) (Bonini *et al.*, 1999) and has a dip controlled by the angle of internal friction of the sand. The back-shear propagates simultaneously with a fore-kink from a line along the base of the sand pack. The line, representing the toe of the effective indenter, intersects vertical longitudinal profiles at a "P" -or Propagation point (Fig. 1) (Bonini *et al.*, 1999). The P-point is also a separation point between slipped and unslipped zones of décollement and is equivalent to the velocity discontinuity, or S-point (i.e. here the toe of the rigid indenter), in numerical models by Beaumont *et al.*'s, (1994). Combining results from Bonini *et al.*, (1999) and Persson (in press), three groups develop (Fig. 2); those with an effective indenter in front of low angle rigid indenters with face dips of 15° where "P" and "S" points coincide, those where the rigid indenters are sufficiently close to the internal friction of the sand that no effective indenter develop, and those that develop an effective indenter in front of the rigid indenter when the rigid indenter face-dip is $>45^\circ$ and "P" and "S" do not coincide.

The set of experiments described here used rigid indenters with front face-dips (f in figure 2) of 15° , 30° and 75° to study the influence of erosion on the development of effective indenters. Three different front face angles were chosen in order to represent the different groups distinguished above (Fig. 2).

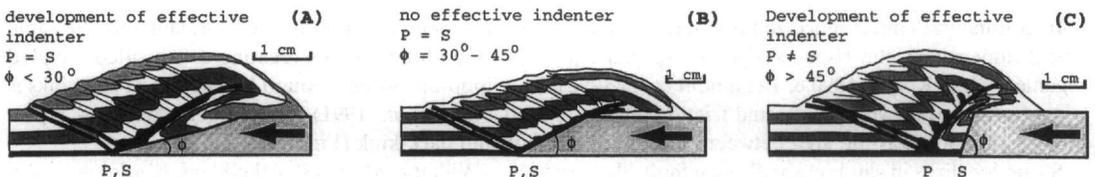


Figure 2. Models divided into three groups after Bonini *et al.*, (1999) and Persson (in press).

3. EXPERIMENTAL MATERIAL, DESIGN AND PROCEDURE

Dry quartz sand, a Mohr-Coulomb material and a mean 30° angle of internal friction, was used to represent the brittle behavior in the upper continental crust (Byerlee, 1978). Models with horizontal dimensions of 9.5×7 cm and vertical thickness 1.0 cm were built in a Plexiglas-box. The models were focused on the deformation of brittle upper crust decoupled from its underlying ductile crust above a detachment surface represented by the Plexiglas floor of the squeezebox. Sand of different colors was sedimented in the box to build the hanging wall. The color layers were passive and inserted in order to visualize the internal deformation pattern.

A rigid plastic block, representing cool crust of higher strength, was driven laterally into the sand-pack at a

constant displacement rate of 1.8 cm h^{-1} up to 40% bulk lateral shortening. A value of 0.35 for the basal friction coefficient between the sand and Plexiglas was measured.

After every 4 mm increment of lateral shortening, the top portion of the extruding "orogenic" wedge was spread symmetrically both forward and backward to simulate erosion of the orogenic wedge with sedimentation prograding toward both sides. Three erosion-rates were applied; a) limited erosion, b) moderate erosion and c) total erosion. The vertical rise of the sand wedge during compression is dependent on the rigid indenter geometry (Persson, in press). Wedges in models with a rigid indenter front face-dip (f) of 75° rise higher than models of 30° and 15° (Fig. 3). Different amounts of erosion were therefore applied in relation to the face-dip of the rigid indenter. Limited erosion was where the vertical rise of the sand wedge was allowed to grow in increments 1.5 mm when the indenter face-dip was 75° , 1.25 mm for rigid indenters of 30° and 1.0 mm for rigid indenters of 15° , before each phase of erosion. For moderate erosion the height increments were 1.0 mm for rigid indenter face-dips of 75° , 0.5 mm for 15° and 0.75 mm for 30° . Total erosion kept the sand wedge at the initial level of 1.0 cm throughout the whole deformation and the eroded material was removed.

After shortening, the models were cut to observe serial longitudinal cross-sections.

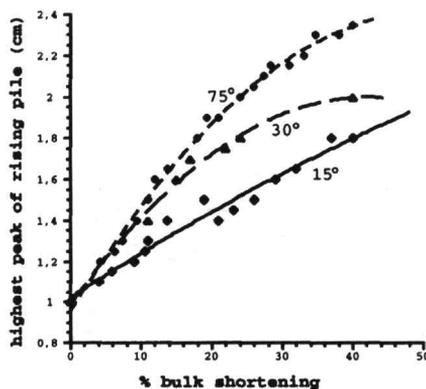


Figure 3. Height of rising pile with progressive bulk lateral shortening for models with rigid indenter dip of 15° , 30° and 75° . (Persson in press)

4. LIMITATIONS

Increase in vertical loading, by extrusion of the orogenic wedge, would normally result in isostatic adjustment and depression of the thrust plane on a crustal scale. This factor was not taken into account. The models were designed to focus on the brittle deformation of the upper crust and took no account of any ductile strain within the extruded material. Temperature variations have not been considered either. The indenter was rigid and could not deform as the stronger plate might deform in nature.

In the models described here the erosion applied to both sides of the wedge was the same even though it is known that mountain ranges characteristically have asymmetric rainfall patterns.

5. RESULTS

During the first increments of displacement the sand compacts laterally and the sand pack close to the indenter thickens slightly above the décollement. Steady advance of the rigid indenter induces a horizontal force that overcomes the basal friction leading to slip along the décollement. Color layers in the sand start to develop a back-kink and a fore-kink that later narrow to shears. When the wedge reaches criticality, i.e. when the imbricate shears bind up because of the increased weight of the wedge, a new slip occurs along the basal décollement. The area in front of the first fore-kink compacts laterally and the strain again localizes to a new fore-kink while the previous fore-kink inactivates, steepens and is pushed up the active back-shear. In all models, independent of rigid indenter face-dip, the back kinks narrow to a single back-shear along which successive developed fore-kinks are carried.

Models with rigid indenter face-dips of 75°

In models with *no applied erosion* and rigid indenter face-dips of 75°, kinks nucleated at a P-point in front of the rigid toe (Fig. 4). By 20% bulk shortening, a back-shear started to form along which inactive fore-kinks were carried upward as new fore-kinks developed. By 40% bulk shortening 4 fore-kinks had developed. The last-developed back-shear clearly defined the frontal part of the effective indenter, now with a dip of about 50° (Fig. 4).

In models with *limited erosion* the first fore-kink remained active until 17% bulk shortening when a second formed. The second fore-kink developed into a fore-shear that was still active by 40% bulk shortening whereas models without erosion had initiated a fourth fore-kink by 40% bulk shortening. The back-shear defining the effective indenter was much steeper than in the non-erosion case (Fig. 4). Another effect of limited erosion was that at 40% bulk shortening, the initial position of the P-point, which was significantly in front of the rigid ramp in models without erosion, now coincided with the S-point at the toe of the rigid ramp (Fig. 4).

In the model with *moderate erosion* 3 fore-kinks developed, at 4%, 21% and 38% bulk shortening, respectively. By 40% bulk shortening, the front face of the rigid indenter acted as a single back-shear and no effective indenter was visible. Steepening of the lower parts of the fore-kinks was less pronounced than in the model without erosion and limited erosion (Fig. 4).

In models with *total erosion* the first fore-kink remained active until 17% bulk shortening when the second developed. By 40% bulk shortening the second was still active and now developed into a fore-shear. No effective indenter developed and the front face of the rigid indenter acted as the only active back-shear throughout the deformation (Fig. 4).

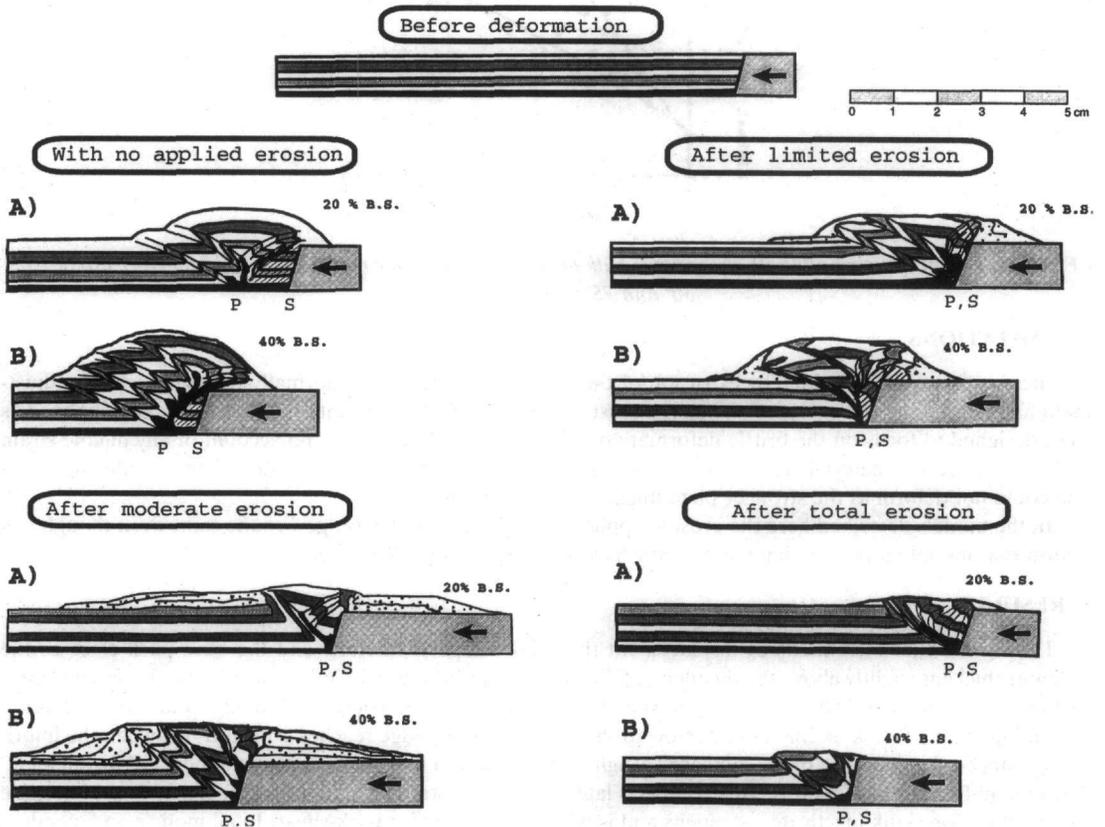


Figure 4. Summary sketches of models with rigid indenter face dips of 75°.

Models with rigid indenter face-dips of 30°

All models developed 4 fore-kinks by 20% bulk shortening except models with total erosion that developed 5 fore-kinks (Fig. 5). By 40% bulk shortening all models developed 7 fore-kinks (Fig. 5). However, the number of fore-kinks developed by models with total erosion was obscured as the top fore-kinks were already eliminated by erosion. Only 5 fore-kinks were still visible. All models used the rigid indenter face as the active plane of back-shear.

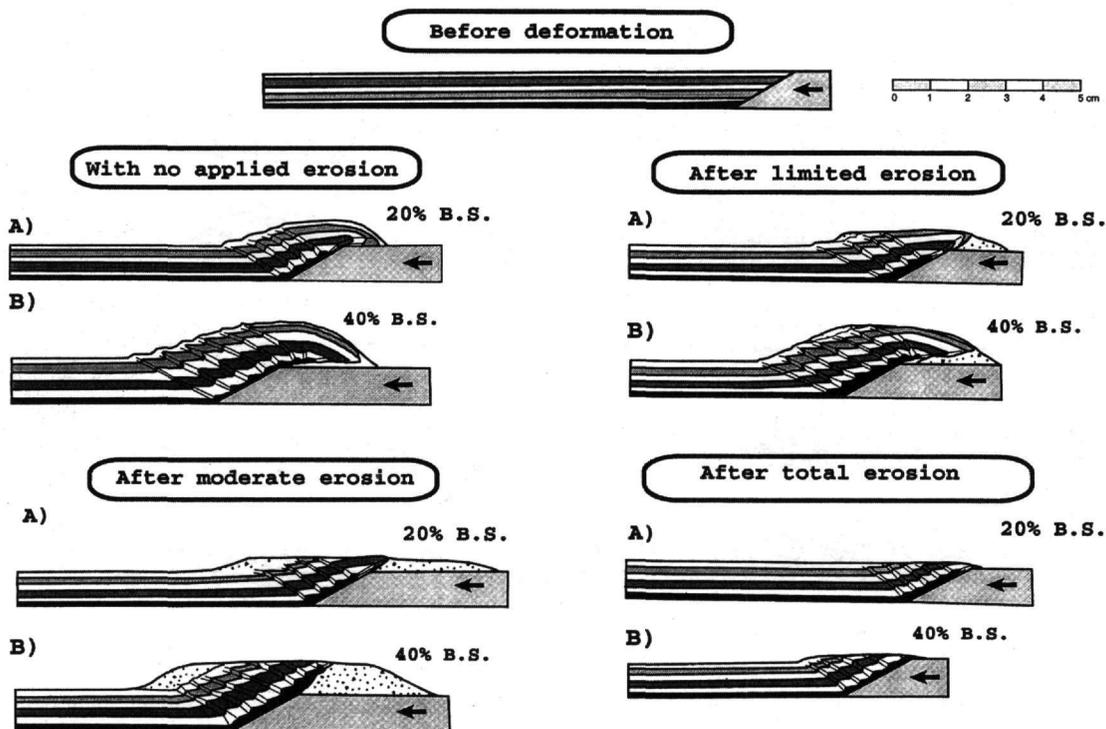


Figure 4. Summary sketches of models with rigid indenter face dips of 30°.

Models with rigid indenter face-dips of 15°

All models developed 3 fore-kinks and one back-shear by 20% bulk shortening (Fig. 6). By 40% bulk shortening only the model with total erosion differed from the others and developed 7 instead of 6 fore-kinks (Fig. 6). All models where erosion was applied developed smaller effective indenters than models without erosion (Fig. 6).

6. DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Erosion and re-deposition is of significant importance in the development of thrust patterns and extrusion rate of orogenic wedges. Erosion and re-deposition change the pattern into which the orogenic wedge partition strain. Models with rigid indenter face-dips of 75° produce fewer fore-kinks/shears that remain active for longer if erosion is applied. As the load on the shear plane is decreased, friction is no longer adequate to lock movement along it (cf. also Merle and Abidi, 1995). Local redeposition of the eroded material increases the vertical load further from the wedge and contributes to the higher efficiency of strain partitioning along the existing shear plane instead of developing a new kink at the margin affected by the additional loading. However, not all models produce fewer fore-kinks during erosion. Models with rigid indenter face-dips of 15° and with total erosion develop one additional fore-kink by 40% bulk shortening compared to models without erosion, limited erosion and moderate erosion. These models develop a very small effective indenter, and the volume of sand to laterally compact is therefore also smaller favoring strain partitioning by imbricate shear rather than compaction. The growth of effective indenters is therefore dependent on the amount of erosion applied. Only in convergence zones with limited or no erosion are well developed effective indenters clear. For models with rigid indenter dips

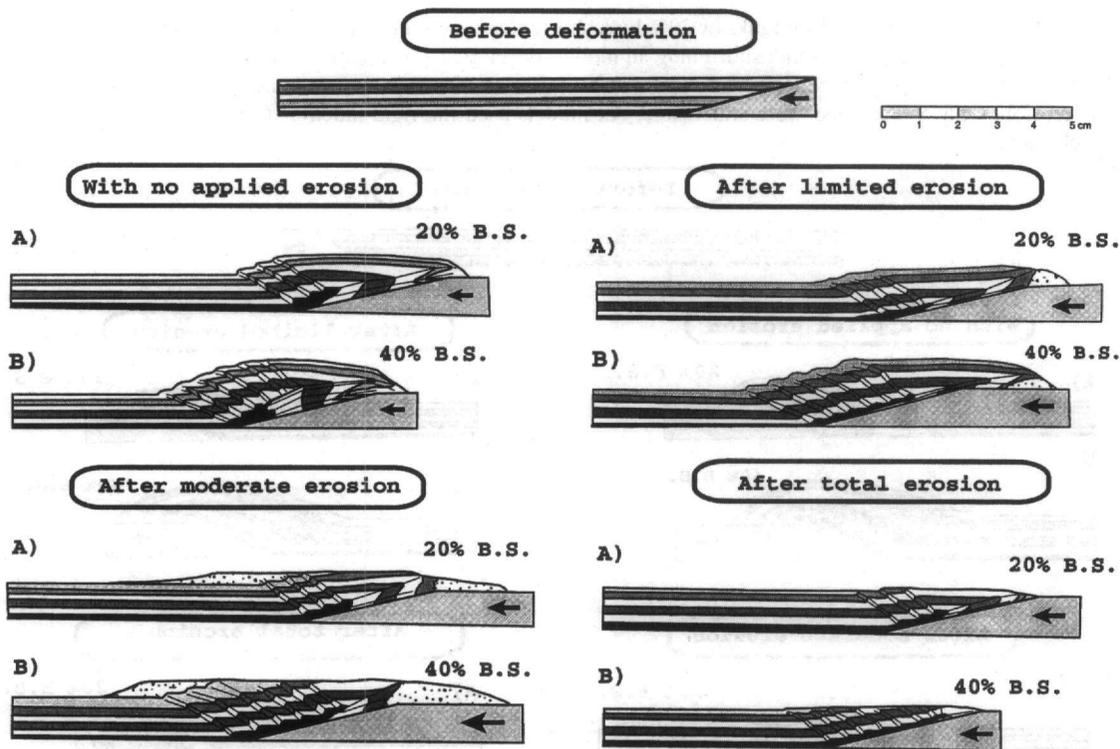


Figure 4. Summary sketches of models with rigid indenter face dips of 15° .

of 30° and total erosion, no re-deposition took place to increase vertical load on the foreland and hinterland. The lack of re-deposition eased the formation of new kinks and consequently more kinks developed than in models where sedimentation was applied. Strain partitioning is clearly a close interplay between compaction, slip along the décollement and slip along imbricate shears, and all are dependent on the rate of erosion and amount of re-deposition in the near vicinity of the wedge.

If models resemble nature and the rigid indenter face-dip is $\approx 30^\circ$, the more the erosion, the longer time decreasing numbers of successive shears/kinks remain active. As a consequence, areas with rapid erosion will enable high ratios of vertical vs. lateral escape of the orogenic wedge. The extreme case, of total erosion and removal, is not likely in nature. However, the model with total erosion and rigid indenter face-dip of 75° is an efficient machine leading to vertical escape of basal (deep) crust to the top surface.

Tectonic plate movements with topographic highs and lows have long been known to control the circulations of the atmosphere and ocean and therefore the climate. However, it is also significant that climate in turn controls rate of erosion and therefore the tectonics and the way that orogens partition strain. As shown here erosion and re-deposition influence the slip-rate and time of activity along the faults as well as the evolution of effective indenters and therefore controls the development of thrust patterns in orogens.

Acknowledgments- DS kindly acknowledges the financial support from the General Secretariat for Research and Technology in the frame of the program "EPET II, Metro 4.1, No.97EL-92" for Greek-speaking scientists abroad. KSP has been financially supported by "doktorandtjänst" from Uppsala University. We also thank the two reviewers for comments and constructive criticism.

REFERENCES

- BEAUMONT, C., FULLSACK, P. & HAMILTON, J. 1992. Erosional control of active compressional orogens. In *Thrust Tectonics*, ed. K.R. McClay, pp. 1-18. Chapman and Hall, London.
- BEAUMONT, C., FULLSACK, P. & HAMILTON, J. 1994. Styles of crustal deformation in compressional orogens caused by subduction of the underlying lithosphere. *Tectonophysics* **232**, 119-132.
- BONINI, M., SOKOUTIS, D., TALBOT, C.J., BOCCALETTI, M. & MILNES, A.G. 1999. Indenter growth in analogue models of Alpine-type deformation. *Tectonics*, **18**, 119-128.
- BYERLEE, J. 1978. Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics* **116**, 615-626.
- COLETTA, B., LETOUZEY, J., PINEDO, R., BALLARD, J.F. & BALÉ, P. 1991. Computerized X-ray tomography analysis of sandbox models: Examples of thin-skinned thrust systems. *Geology* **19**, 1063-1067.
- DAVY, C. & COBBOLD, P.R. 1988. Indentation tectonics in nature and experiment. 1. Experiments scaled for gravity. *Bulletin of the Geological Institutions of Uppsala* **14**, 129-141.
- KOONS, P.O. 1990.. Two-sided orogen: Collision and erosion from sandbox to the Southern Alps, New Zealand. *Geology* **18**, 679-682.
- MALAVIEILLE, J. 1984.. Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués: application aux chaînes de montagnes. *Bull. Soc. géol. France* **7**, 129-138.
- MERLE, O 1994. Syn-convergence exhumation of the central Alps. *Geodinamica Acta* **7**, 3, 129-138.
- MERLE, O. & ABIDI, N. 1995.. Approche expérimentale du fonctionnement des rampes émergentes. *Bulletin de la Société géologique de la France* **166**, 439-450.
- MULUGETA, G. 1988. Modelling the geometry of Coulomb thrust wedges. *Journal of Structural Geology* **10**, 847-859.
- MULUGETA, G. & KOYI, H. 1987. Three-dimensional geometry and kinematics of experimental piggyback thrusting. *Geology* **15**, 1052-1056.
- MULUGETA, G. & KOYI, H. 1992. Episodic accretion and strain partitioning in a model sand wedge. *Tectonophysics* **202**, 319-333.
- PERSSON, K. (in press) Effective indenters and the development of double-vergent orogens – insights from analogue sand models, in Koyi, H.A. and Mancktelow, N.S., eds., *Tectonic Modeling: A volume in Honor of Hans Ramberg*, Boulder, Colorado, Geological Society of America Memoir 193.
- RATSCHBACHER, L., MERLE, O., DAVY, P. & COBBOLD, P. 1991. Lateral extrusion in the eastern Alps, part 1: boundary conditions and experiments scaled for gravity. *Tectonics* **10**, 245-256.
- TAPPONNIER, P. & MOLNAR, P. 1976. Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. *Nature* **264**, 319-324.
- TAPPONNIER, P., PELZER, G., LE DAIN, A.Y., ARMIJO, R. & COBBOLD, P. 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. *Geology* **10**, 611-616.
- TAPPONNIER, P., PELZER, G. & ARMIJO, R. 1986, On the mechanism of collision between India and Asia. In *Collision Tectonics*, eds Coward, M.P. and Ries, A.C., Spec. Publ. Geol. Soc. London **19**, 115-157.
- THOMPSON, A.B., SCHULMANN, K. & JEZEK, J. 1997. Extrusion tectonics and elevation of lower crustal metamorphic rocks in convergent orogens. *Geology* **6**, 491-494.
- WILLETT, S., BEAUMONT, C. & FULLSACK, P. 1993. Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. *Geology* **21**, 371-374.

THE PALAEOKARST OF CHIOS AND PHOLEGANDROS - TYPES OF WIDESPREAD KARST GENERATIONS IN GREECE

H. RIEDL¹

ABSTRACT

In contrast to the Miocene polje karst (Chios) with deeply incised v-shaped valleys and kehltdler the Plio/Pleistocene polje karst (Pholegandros) is marked by the association of pediments, glacis and coastal marginal pediments. Moreover the axes of the karst basins don't reach some decakilometers like in the case of the Miocene poljes, but only a few kilometers of length. Typical of the Plio/Pleistocene karst is the absence of open ponors and often dominates the diffuse drying up of the winterly precipitation on allochthonous sandy clay-fillings of the polje's bottom. The genesis of both palaeokarst types is closely controlled by the palaeoclimate.

KEY WORDS: Reliefgenerationen, Morphodynamik, Klimageomorphologie, Ägäische Inseln, Peloponnes, Festlandgriechenland.

Relief generation, morphodynamics, climato-morphology, Aegean islands, Peloponnese, Continental Greece.

1. INTRODUCTION

There exist only a few investigations about palaeokarst in continental Greece. In the Cyclades and East Aegean islands there don't exist any papers dealing with these topics. Until now neotectonic aspects dominate the investigation of the continental karst basins (Vavliakis, et al. 1980). The author worked above all the last 40 years on the Cyclades, Eastaegean islands and Northern Sporades also in continental Greece and Peloponnese and observed mainly climato-morphological aspects (Riedl, 1984a, 1984b).

With regard to the genesis of poljes we know two theories: the genesis of poljes in the level of the piezometric surface of the karstwater-body and on the other hand the genesis of poljes on the level of insoluble alluvial sediments. At the first model the polje-bottom is explained as success of solution of all the carbonate rocks up to the karst water table and general base level of erosion (Cvijic, 1893, Grund, 1903, Zptl, 1961, 1974). This is the case in tropical karst, where marginal karst plains are cutting through all the strata, and the polje-bottoms are connected with the base levels of erosion (Lehmann, 1954, Wissmann, 1954).

The second model represents the genesis of poljes sometimes high above the base levels of erosion and independent of the piezometric surface of the karstwater-body. Louis (1956) described the example of Taurus poljes, in which the swallow holes are filled with insoluble material from alluvial fans. Under such circumstances corrosion at the margins of the poljes can be very successful and at the margins of the alluvial fans originate systematically new karst plains cutting all the structures.

2. CHIOS

The ancient karst of Chios island situated in the Pelagonian Zone (Jacobshagen, 1978) appears with its large morphological units more outstanding, than the Neogene palaeokarst of Cyclades or of Northern Sporades. The specific character of the palaeokarst on Chios consists of poljes, large marginal karst plains and ancient flat floored valleys, which are all covered by fluvial sediments and lake deposits of Miocene age. As in the whole Aegean Archipelago the large-scale continental style of forms stands in contradiction to the small-scale recent islands. North Chios shows a complex 16 km long hollow form, striking NE-SW, which traverses nearly the whole island from Kardamila as far as the bay of Elintas. The ancient valley presents at a height of 540 m a valley-watershed 2 km SW from Pitious. The valley like hollow form is drained in SW-direction by Dipotamos River, which is 11 km long, and in NE-direction by Rachis River with a length of 5 km. The NE-part of the kehlталung (Louis, 1967) of Pitious presents a clear width of 3,5-4 km and a bottom's width of 0,3-0,5 km. The relict bottom is 20-50 m deep dissected by Rachis river. Important is, that Neogene covers the relict valley bottom in a thickness of only a few meters to a few decameters. From the morphographical point of view we have

¹ Em. O.Univ. Prof., Institute of Geography, Univ. Salzburg, Hellbrunnerstraie 34, A-5020 Salzburg

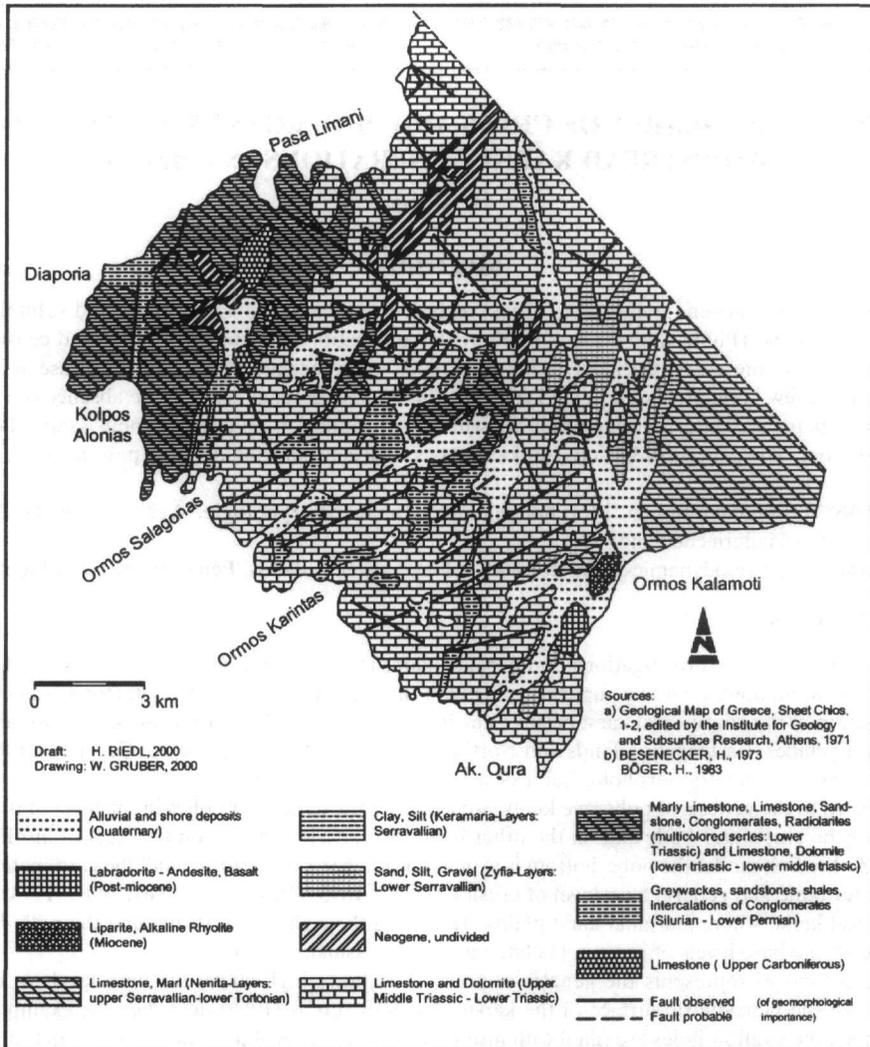


Fig1. Geological map of SW-Chios (simplified)

to take into consideration a polje, because hums are forming the boundary of the hollow form in its SW- and NE-part. The relict karst basin is situated in massively bedded Anisian limestones. The bottom of the polje cuts these strata in a discordant way. The Neogene consists of yellow and brown coarse sands, green-grey loams and yellow marls. These sediments are similar to the Zyfia-layers in SW-Chios (Besenecker, 1973) and were accumulated in Early Serravallian (Bøger, 1983) by a river system having drained the region of greywackes. The transformation of the Middle-Miocene valley with basal notch (Louis, 1967) into a polje happened at the level of the karstwater table during Early Serravallian. For lateral corrosion and the polje's genesis in the level of an ancient piezometric surface the palaeoclimate was a determinant factor. Subtropical leaf-findings of laurel and cinnamon tree (Besenecker, 1973) in the Zyfia-layers indicate an ancient vegetation zone, whose related species are found recently in the forests of south-eastern Asia (Zonobiom V after Walter, 1984). That suggests also the petrified forest of Lesvos, which is buried by the Sigri pyroclastic formation (Velitzelos, Zouros, 1998). At last the somewhat younger Keramaria-layers bear witness of a semihumid tropical savannah-like palaeoclimate on grounds of the mammal-fauna from Younger Serravallian up to Tortonian (Bøger, 1983). Therefore the large relict polje of Pitious was already subsided in Middle Miocene as low as 250 m relating to the marginal karst plain of Rachonas in the east and relating to the peneplain of Oros-Pelinaion in the west as low as 860 m. That also show phenorhyolitic ignimbrites (Herget, 1968, Besenecker, 1973) of Upper Middle Miocene at an altitude

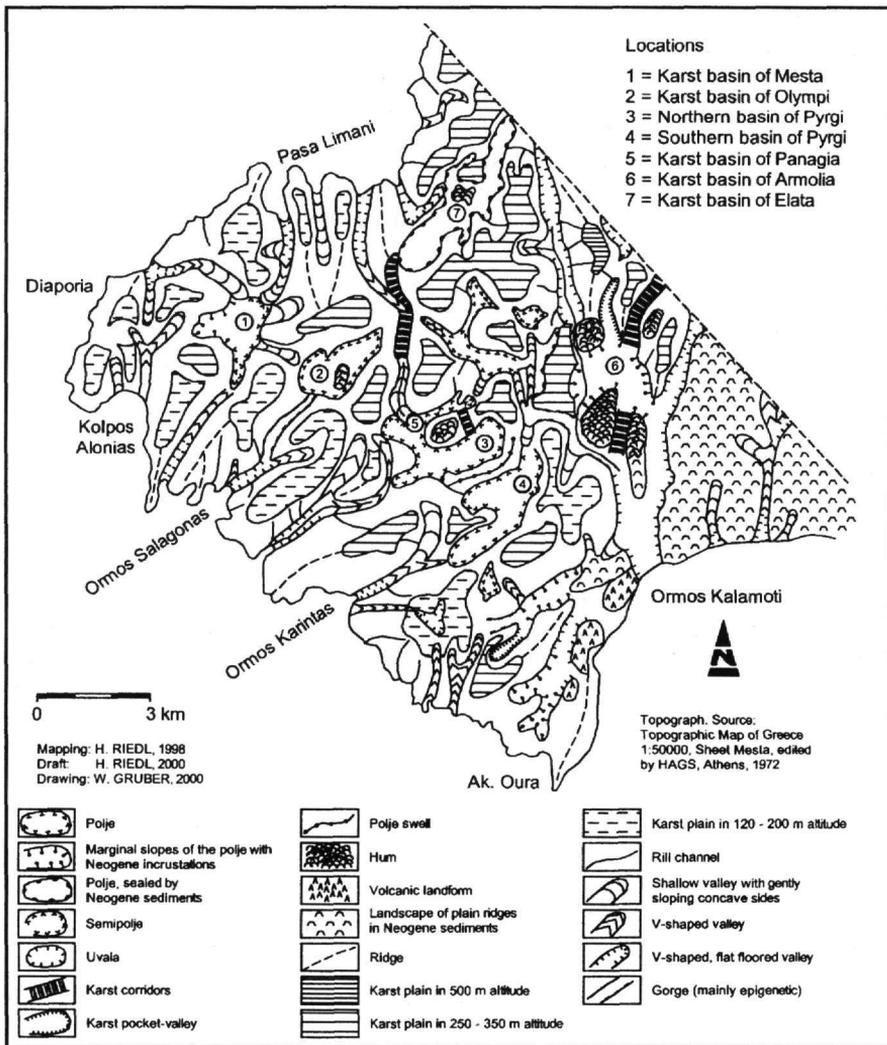


Fig2. Geomorphological Map of SW-Chios

of 560 m on the western slopes of the polje. In Post-Middle Miocene time the polje had been uplifted, in the course of which the karstwater table comparatively was lowered at simultaneously beginning of dissection. The Miocene polje had been transformed by pediments with an inclination of 7-10°, covered by Young Pleistocene alluvial accumulations. Together with backwards-erosion of Rachis river, the Miocene sediments got removed and the polje together with its hums was exhumed.

The palaeokarst of SW-Chios (Fig. 1,2) is characterized by a similar high degree of relief energy like in Northchios. The karst basin of Armolia with thick fillings by the Zyfia-layers, which go lower than the recent marine surface, represents one example. Another example offers the relict karst basin of Elata with a length of 6 km and a width of 1,5 km. The Miocene shows a minimum thickness of 120 m. The whole in Triassic and Jurassic limestones situated karst basin of Elata is independent from the recent morphology of valleys and coasts. South of the relict karst basin of Elata are situated from W to E: the large basins of Mesta, Olympi and the double basin of Pyrgi. Between this row of large karst basins of Mastichochora and the incrustated karst basin of Elata 5 very small karst basins are located. The medium distance of all hollow forms amount to only 1 km. All the large karst basins show NE-SW linear extension controlled by NE-striking faults. All the margins of the basins are situated in Mesozoic and Palaeozoic carbonate rocks with a high degree of solubility. But in the large basins of Mastichochora we notice near the basis of the slopes outcrops of non soluble schists, quartzites and

conglomerates of Palaeozoic age. Herewith the large poljes of Mastichochora must be termed as semipoljes. The developed basin-bottoms in 110 m altitude (Mesta), at a height of 140 m (Olympi) and 100 m (Pyrgi) consist of sand, clay, allochthonous red soils, gravel and debris. In the basin of Mesta the Miocene gravel bearing marls plunge eastward below the Pleistocene/Holocene accumulations. Thereby one might assume also for the other large semipoljes of Mastichochora a Miocene primary age. The northern row of small basins reaches only to a length of 1-2 km. The axes are bound at NW-SE striking faults. The bottoms of the poljes are placed with altitudes of 160-280 m higher than the semipoljes of Mastichochora. The northern small basins constitute except the basin of Panagia typical poljes. All the semipoljes and poljes in SW-Chios represent primary allround closed morphological units with subterranean draining. Only in Postneogene time the basins were opened and integrated within the modern fluvial pattern.

The palaeokarst of Chios therefore was shaped during the ancient stage of continental development long before the genesis of the island. By Early Lower Miocene-Late Upper Miocene accumulation of tropical-subtropical savannah rivers and lakes, the palaeokarst has been buried. The post Neogene mainly Younger Pleistocene dominant fluvial linear erosion, hand in hand with pedimentation of slopes produced the exhumation of the Middle Miocene palaeokarst.

3. PHOLEGANDROS

In SE-Pholegandros the hogback relief, similar to the landscape of Cuestas (Fig.3), determined by marbles of the Attic-Cycladic complex, is marked by large pediments. For instance a pediment leads from Oros Eleftherios to the flat pass of Chora at a height of 200 m. The Panagia-hogback also gets bordered by proximal 7° inclined marble-pediments on the front slopes of the cuesta. On Ag. Pnevma-hogback the pediment developed at a height of 190-230 m, running through the same hogback as pediment-gap; it interlocks with the broad subsequence zone of Petousis in 220-234 m altitude. In a similar manner the pediment breaks through the Petali-Proph. Ilias hogback at a height of 230 m. By those pediment-flat passes the hogbacks are transformed to karst - cupolas. Important is, that the pediments cut the limnic-terrestrial Pliocene and therefore must belong to the Plio/Pleistocene (Oldest Pleistocene) pediment-glacis generation of the intramontaneous basins in continental Greece and Peloponnese and must be in accordance with the coastal marginal pediments of Cyclades (Riedl, 1982b, 1984b).

The pediments function as control system of the karst basins, which are deepened into the pediments. The flat pass of Chora Pholegandros, consisting of Pliocene, represents the initial genetical plain for the genesis of the polje at a height of 170-200 m with a length of 1,250 m by a width of 250-400 m. The largest part of the polje is laid out on marble. The karst basin primarily had subterranean discharge. On it, the canyon shows it, which nowadays drains the subsequent structured polje, dissecting it in SE direction towards the coast with 160% angle of inclination. The canyon follows partly cave-systems dependent on E-W and N-S striking faults. The joints are incrustated by red soils and calc-sinter. After the subterranean discharge, the fluvial linear erosion started. The polje's genesis happened after the erosion of the Plio/Pleistocene pediments and before the accumulation of Middle Pleistocene and Würmian talus stretching into the canyon. There, the polje of Pholegandros has probably Older Pleistocene age. The polje's opening and the destruction of subterranean drainage must be happened therefore in the course of faulting tectonics in the Late Older Pleistocene and during the genesis of the island on the turns of Lower Pleistocene to Middle Pleistocene.

The subsequent pedimented pattern of Petousis is deepened by a polje in the region of Ag. Nikolaos and easterly of it. The polje is incised by a small gorge. The subsequent zone, transformed in an uvala westerly from the hamlet Petousis ends in 160 m altitude in a cockpit doline, to which all shallow valleys converge with gently sloping concave sides. In this way hogback cupolas are finally transformed into karst cupolas. It is essential that the sequence: Polje - uvala - cockpit doline at 140-160 m height shows an elbow of capture by the Geras river. The fluvial capturing has been promoted by the marine retreat during Würmian stage.

So we are seeing that in the Cyclades pediments and poljes developed as typical sequence of geomorphological elements in Plio/Pleistocene and Older Pleistocene.

The investigations of Thunell (1979) about the Late Neogene deep-sea drilling sequences from the Mediterranean, the investigations of Marasti et. al (1979) about the palaeoclimatic meaning of Pliocene molluscs in the Mediterranean, and the analyses of Frydas (1998) about Upper Pliocene diatoms and silico-flagellates show in regard to the Upper Pliocene a tropical-subtropical palaeoclimate. Upper Pliocene, allochthonous red soils, alternating with the Upper Pliocene marls on Pholegandros, correspond with the bioecological results. Since 3.2. M.a B.P. (Thunell, 1979) a cooler climate phasis existed with summerly seawater temperature means of only

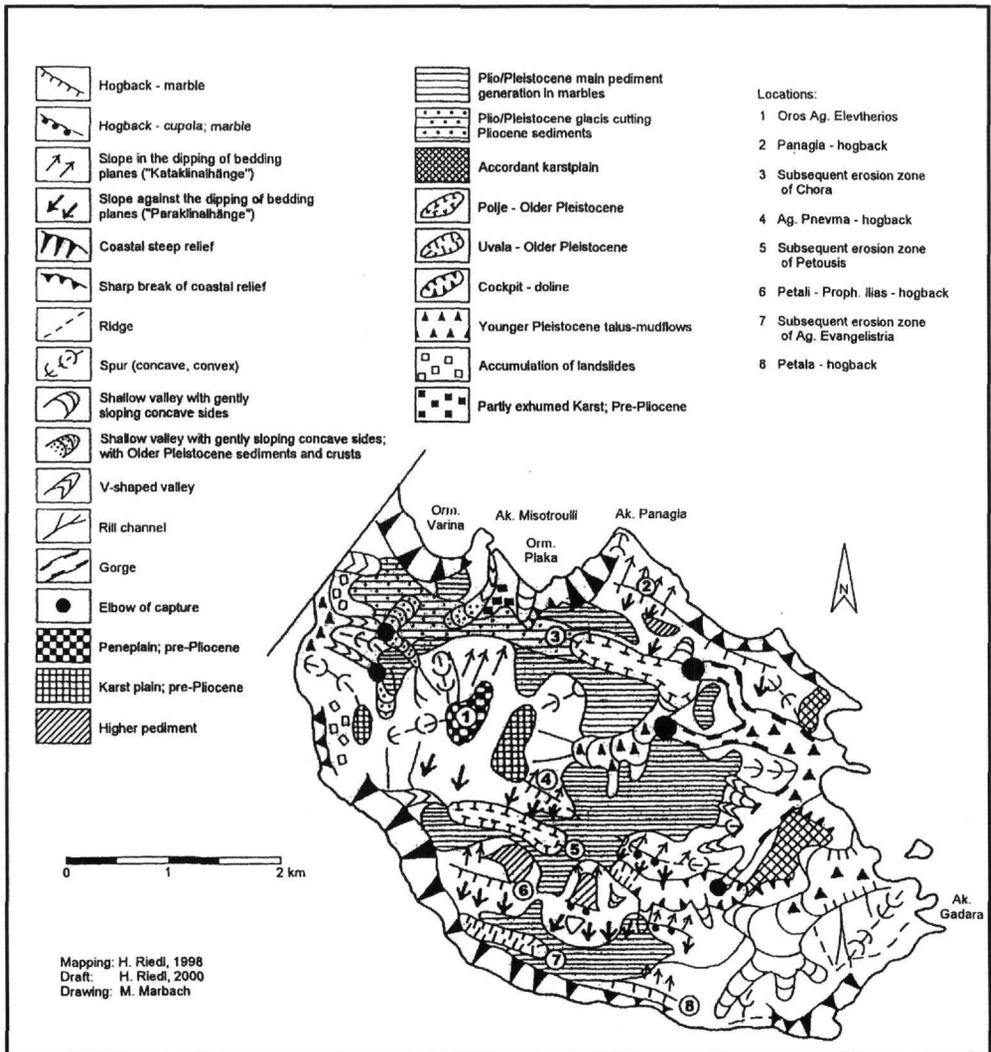


Fig3. Geomorphology of SE-Folegandros

14° C. In the Aegean continental stage we notice a stronger drainage phasis at the beginning of Oldest Pleistocene. In this phasis the patterns of pedimentation were established by resequent and obsequent fluvial elements. It is proved to be seen, that still in Plio/Pleistocene the warm features of climate returned until the Older Pleistocene (Blanc Vernet, 1979) being substantiated by the widening of resequent and obsequent rill channels to triangular embayments of the pediments and pediment flat passes. The Plio/Pleistocene – Older Pleistocene sequence of pediments and poljes shows clearly, that the pediments and poljes, connected with the hogbacks, originated not only under tropical-subtropical climate, but also under the morphological conditions of an extensive continental development in the area of the Attic-Cyclades complex. Pediments, uvalas and cockpit dolines were formed by entire independence of the recent coastal geomorphology and the recent valley system of the island.

4. COMPARING REMARKS

The palaeokarst of Samos (Riedl, 1989) is very similar to Chios not only relating to the Middle Miocene age but also to the tropical-subtropical heritage of geomorphology. On the topping Karvouni-level (1070 m mean altitude) karst corridors are several meters wide and end in cockpit dolines, which indicate a time of intensive, deep corrosion. Simultaneously haematitic palaeosoils developed. In terms of correlate deposits, this palaeokarst may be compared with the Upper Serravallian base gravels of the basin of Mytilini (Meißner 1976, Bognner,

1989). In Upper Serravallian also the mountainous region of Palaeokastron was structured by large poljes, whereas in the Thio Mountains cone and dome-shaped karst forms developed. Simultaneously with the epigenetic downthrusts in the Tortonian the large poljes were buried up to 300 m present-day altitude by Upper Miocene sediments. The rate of the uplift of the Middle Miocene palaeokarst on Eastern Samos, however, is 700 m less than that of the mountains in central Samos.

The Middle Miocene karst generation shows a high degree of similarity in age like the topmost peneplain in non-soluble layers (augengeneisses) in Ios (700 m mean altitude). This peneplain was dated by apatite fission-tracking with $13,18 \pm 1,08$ M.a. (Hejl, Riedl, Weingartner, 2000).

As distinguished from the Eastern Aegean islands, the geotectonic pattern of the Cyclades wasn't consolidated before the Serravallian/Tortonian intrusion of the plutonites and the Tortonian overthrust of the Aegean nappe. Therefore one can only expect Late Miocene-Lower Pliocene palaeokarst (Riedl, 1982, 1984b). All apatite fission-tracking ages of the peneplains in non soluble layers of the Cyclades show these circumstances. In Tinos, Mikonos, Seriphos, Naxos and Paros the absolute ages reach into the Late Miocene and Lower Pliocene (Hejl, Riedl, Weingartner, 1999, 2000).

Notable on Siros (Riedl, 1981) that somewhat younger Miocene karst generation includes residuals of the marginal karst plains, slope-concavities and pediments adjusted at the karst marginal plains. That Late-Miocene-Lower Pliocene karst appears also on Siphnos (Riedl, 1983) and Paros (Riedl, 1982b).

In Continental Greece the polje of Ioannina (Epirus) must be interpreted as a polygenetic polje, which got shaped in Late Miocene (Katsikis, 1992), because it reveals incrustations of Upper Pliocene and in Burdigalian times the Jonian zone was still affected by marine sedimentation.

On the Peloponnese a marginal karst plain situated in the marbles, dominates the Mani peninsula occupying 60% of the Mani's surface. Typical features are represented by humshaped karst domes, mogotes and pediments (Stocker, 1976, Riedl, 1976) adjusted to the two to four km wide marginal karst plain. The pediments are not succeeded by glacis showing thus a significant key feature. The Upper Pliocene transgression discordantly cuts the complex palaeorelief which implies, that the karst pediments and the marginal karst plain as well as the Upper smooth slopes must be older than the Upper Pliocene transgression. The conglomerate mantles with layers of petrified soil sediments (Stocker, 1976) may serve as evidence that these specific palaeokarst landforms developed under a seasonally humid, tropical climate, whereby creeping and sheetflood erosion on thick soil covers may be considered as the essential processes affecting the pediments and controlling the corrosion dynamics of the whole palaeokarst.

Pediments without glacis also dominate the piedmont benchland of Arcadia (Riedl, 1978). Both, the marginal karst plains, located at an average altitude of 1.150 m and the pediments of the Maenalon Mts. turn out to be older than the ancient surfaces of the glacis of the large intramontaneous basins of the Peloponneses and to be younger than the pre-Neogene palaeokarst of Peloponnese.

The Late Miocene-Lower Pliocene karst corresponds with regard to the pronounced tropical climate by increasing hygric seasonality with the palaeo-ecological findings of Bernor (1979), Marasti (1979), Kamberis et al. (1992) and Suc et al. (1982).

The Plio/Pleistocene-Older Pleistocene palaeokarst generation we find not only on Pholegandros but also on Paros in the manner of the W-E striking polje of Marathi (Riedl, 1982 a,b) and in the Northern Sporades.

In Skopelos the coastal marginal pediments at an average altitude of 120 m extend like in the Cyclades across the present-day bays. The pediments are associated with a typical sequence of landforms following a regular pattern. In the depression of Staphylos (Riedl, 1998, Riedl, Papadopoulou, 1998) the pediments merge into glacis connected with karst blind valleys at the counter discharge margin of the block of Mt. Plakes. The blind valleys were transformed into poljes and uvalas. Both types of karst depressions could only develop before the emergence of the island in post-Lower Pleistocene times. Similar circumstances were excellently analyzed on the example of Thasos (Northern Aegean islands) by Weingartner (1994) and on the example of Lichas peninsula by K. Papadopoulou (1998).

The Plio/Pleistocene relief generation in Greece, characterized by the association of pediments and glacis, represents a prominent group of forms that models the Late Miocene-Lower Pliocene primary outline of the large poljes. In the polje of Joannina (Katsikis, 1981), for instance, the topping zone of pediments, which developed after the initial polje had been buried in the Pliocene, may be identified most distinctly in the hum hillside. The associated glacis cut the Pliocene lake sediments. The pediments actually denote the starting area for the more recent, Pleistocene interplay of forces, above all for the development of asymmetric valleys and limnic abrasion terraces of Late Pleistocene age. These forms indicate a young assemblage whose genetic processes initiated the exhumation of the pre-Upper Pliocene ancient form. A similar karst generation in continental

Greece have been described by Fink and Verginis (1974, 1976) on the example of Acarnania. On the meso-scale of forms, the Plio/Pleistocene-Early Pleistocene palaeokarst generation reveals a close dependency on the ancient surfaces of the intramontaneous Neogene basins. In this respect, the basin of Sparta (Riedl 1976) may be considered a most illustrative example. The whole margin of the Parnon Mountains in the east of the basin is occupied by a zone of pediments, 300 to 600 m wide and developed on Tripolitza limestones. In 520-400 m altitude, the pediments change to glacis that cut the Upper Pliocene sediments of the basin at an acute angle. On the glacis, we find red soils that are covered by Early Pleistocene breccia composed of sharp-edged slope debris. The whole area of the Parnon Mountains is structured by shallow, trough-shaped valleys that end on the Plio/Pleistocene-Early Pleistocene glacis. The trough-shaped valleys were modified by uvalas, karst depressions, and small valley-shaped poljes. Subsequent to the uplift of the Parnon Mountains, the formation of this complex association of paleokarst forms set in during or immediately after the genesis of the glacis.

5. REFERENCES

- BERNOR R. et al. 1979: The Evolution of „Pontian” Mammal Faunas: Some Zoogeographie, Paleoecological and Chronostratigraphic Considerations. *Annales Geologiques des Pays Helliniques*, Athenes, **47**: 81-89.
- BESENECKER H. 1973: Neogen und Quartär der Insel Chios (Ägäis).-Inaugural-Dissertation, Fachbereich 24 (Geowissenschaften). Freie Universität Berlin: 196p.
- BLANC-VERNET L. et al., 1979: Minéraux argileux et Foraminifères dans le Pleistocène inférieur de l'île de Zante. *Annales Geologiques des Pays Helliniques*, **7**. Int. Congr. on the Medit. Neogene. Hors. Ser. Fasc., I., Athen: 129-138.
- BÖGER H. 1983: Stratigraphische und tektonische Verknüpfungen kontinentaler Sedimente des Neogens im Ägäis-Raum. *Geologische Rundschau*, **72**, 3, Stuttgart: 771-814.
- COMBOURIEU-NEBOUT 1987 : Les premiers cycles glaciaire-interglaciaire de la région Méditerranéenne d'après l'analyse palynologique de la série pléistocène. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **304**, ser. II: 533-538.
- CVIJIC J. 1893: Das Karstphänomen. *Pencks Geographische Abhandlungen* **5**, 3, Wien: 215-319.
- FINK M., VERGINIS S. 1974: Beiträge zur Karstmorphologie von Nord-Akarnanien (Westgriechenland). *Die Höhle*, **25**, Wien: 1-16.
- FINK M., VERGINIS S. 1976: Karstmorphologische Studien in Mittel-Akarnanien (Westgriechenland). *Die Höhle*, **27**: 17-29.
- FRYDAS D. 1998: Upper Pliocene diatoms and silicoflagellates from Section Fortessa. Central Crete. Greece. *Bulletin of the Geol. Soc. Of Greece*, **32/2**. Proceedings of the 8th Int. Congr., Patras: 93-100.
- GEOLOGICAL MAP OF GREECE 1971: Sheet Chios, Institute for Geology and Subsurface Research, Athen.
- GRUND A. 1903: Die Karsthydrographie, Studien aus Westbosnien. *Pencks Geographische Abhandlungen* **7**, 3, Wien: 207p.
- HEJL E., RIEDL H., WEINGARTNER H. 1999: Post-plutonic unroofing and morphogenesis of the Attic-Cycladic complex (Aegea, Greece). Manuscript, Salzburg, 29p.
- HEJL E., RIEDL H., WEINGARTNER H. et al. 2000: Neotectonics and relief development on the Aegean Islands of Naxos, Paros and Ios (Cyclades, Greece). Manuscript, Salzburg, 30p.
- HERZIG G 1969: Die Geologie von Nord-Chios (Ägäis). Diss. Marburg, 206.
- JACOBSHAGEN V. et al. 1978 : Structure and Geodynamic Evolution of the Aegean Region. *Alps, Apennines, Hellenids. Inter-Union Commission on Geodynamics Scientific Report No. 38*, Stuttgart: 537-564.
- KAMBERNS E. et al. 1992 : Geodynamic and palaeogeographic evolution of the western Peloponnesis (Greece) during the Neogene. *Paleontologia I Evolució* **24/25**, Sabadell: 363-376.
- KATSIKIS A. 1981: Physische Geographie des Beckens von Ioannina. Diss. Univ. Salzburg.
- KATSIKIS A. 1992: Physische Geographie des Beckens von Joannina (Griechenland) *Panepistimio Joanninon Epistimoniki epitirida tou paidagogikou tmimatos. Parartima Ar. 2*. Joannina, 163p.
- LEHMANN H., 1954: Der tropische Kegelkarst auf den großen Antillen. *Erdkunde*, **VIII**: 130-139.
- LOUIS H. 1956: Die Entstehung der Poljen und ihre Stellung in der Karstabtragung auf Grund von Beobachtungen im Taurus. *Erdkunde*, **X**: 33-53.
- LOUIS H. 1967: Reliefumkehr durch Rumpfflöchenbildung in Tanganyika. *Geo-grafiska Annales, Ser. A*, **49**: 256-267.
- MARASTI R. et al. 1979: Observations on the paleoclimatic and biogeographic meaning of the Mediterranean Pliocene molluscs. State of the problem. *Annales Geologiques des Pays Helliniques*. VII Int. Congr. on the Medit. Neog. Hors. Ser. Fasc. II. Athen: 727-734.

- MEISSNER B. 1976: Das Neogen von Ostsamos. Sedimentgeschichte und Korrelation. *N. Jahrbuch der Geol. Paläont. Mh.*, **152**, 2, Stuttgart: 161-176.
- PAPADOPOULOU K. – VRYNIOTI 1998: KARST LANDFORMS OF LICHAS PENINSULA (NW of EUBOEA ISLAND, GREECE). Theoretical and Applied carstology, Vol. 11-12, Bucuresti.
- RIEDL H. 1976: Beiträge zur regionalen Geographie des Beckens von Sparta und seiner Nachbarräume unter besonderer Berücksichtigung der geomorphologischen Verhältnisse. *Arbeiten aus dem Geographischen Institut der Universität Salzburg, Salzburg* **6**: 283-409.
- RIEDL H. 1978: Die Formenelemente im Bereich des Arkadischen Zentralzuges und des Westarkadischen Gebirges auf der Peloponnes. *Annales Geologiques des Pays Helliniques, Athenes*, **46**: 209-225.
- RIEDL H. 1981: Landschaft und Formenschatz der Insel Syros. *Salzburger Exkursionsberichte*, **7**, Salzburg: 11-63.
- RIEDL H. 1982a: Vergleichende Untersuchungen zur Geomorphologie der Kykladen unter besonderer Berücksichtigung der Insel Naxos. *Salzburger Exkursionsberichte*, **8**, Salzburg: 9-54.
- RIEDL H. 1982b: Die Altflächenentwicklung der Kykladen. *Annales Geologiques des Pays Helliniques*, **31**, Athen: 191-250.
- RIEDL H. 1983: Geomorphologie der Insel Siphnos. *Salzburger Exkursionsberichte*, **9**, Salzburg: 33-84.
- RIEDL H. 1984a: Paleoclimatic aspects of the geomorphology of the Cyclad. Archipelago with reference to methodological problems. *Paleobiologie continentale*, **14/2**, Montpellier: 403-413.
- RIEDL H. 1984b: Die Reliefgenerationen Griechenlands. *Österreichische Osthefte*, **26**, Wien: 156-176.
- RIEDL H. 1989: Beiträge zur Landschaftsstruktur und Morphogenese von Samos und Ikaria. *Salzburger Geographische Arbeiten*, **18**, Salzburg: 143-243.
- RIEDL H. 1998: Geomorphologie der Insel Skopelos. *Salzburger Geographische Arbeiten*, **33**, Salzburg: 7-64.
- RIEDL H., PAPADOPOULOU-VRYNIOTI K. 1998b: The relief generations on the Island of Skopelos (Sporades). *Bulletin of the Geol. Society of Greece*, **32/1**. Proceedings of the 8th Int. Congr. Patras: 287-295.
- STOCKER E. 1976: Klimamorphologische Untersuchungen auf der Mani Halbinsel mit besonderer Berücksichtigung der Formengruppe Glatthang-Pediment-Karstrandebene. *Arbeiten aus dem Geographischen Institut der Universität Salzburg*, **6**, Salzburg: 91-228.
- SUC J.P. & CRAVATTE J. 1982 : Etude palynologique du pliocene de Catalogne (nord-est de l'Espagne). Apports a la connaissance de l'histoire climatique de la Mediterranee occidentale et implications chronostratigraphiques. *Paleobiologie continentale* **12(1)**, Montpellier, 1-31.
- THUNELL R. C. 1979: Quantitative Biostratigraphy and Paleoclimatology of the Late Neogene Deep Sea Drilled Sequences from the Mediterranean. *Annales Geologiques des Pays Helliniques, Athenes*, **47**: 1215-1223.
- THUNELL R. C. & WILLIAMS D. F. 1983: The steppic development of Pliocene-Pleistocene palaeoclimatic and palaeoceanographic conditions in the Mediterranean oxygen isotope studies of DSDP Sites 125 & 132, *Utrecht Micropalant. Bull.* **30**, 111-127.
- VAVLIAKIS E., SOTIRIADES L., PSILOVIKOS A. 1980: The polje of Lekani. East Macedonien. A carstified quaternary tectonic depression. *Annales Geologiques des Pays Helliniques, Athenes* **30/2**: 602-615.
- VELITZELOS E. and ZOUROS N. 1998: New results on the petrified forest of Lesvos. *Bulletin of the Geol. Society of Greece*, **32/2**. Proceedings of the 8th Int. Congr. Patras: 133-142.
- WALTER H. 1984: Vegetation und Klimazonen. Stuttgart, 382p.
- WEINGARTNER H. 1994: Die Insel Thasos. Eine physisch-geographische Synthese. *Salzburger Geographische Arbeiten*. **24**, Salzburg: 166p.
- WISSMANN H.v. 1954: Der Karst der humiden heißen und sommerheißen Gebiete Ostasiens. *Erdkunde*, **VIII**: 122-130.
- ZÖTL J. 1961: Die Hydrographie des nordostalpinen Karstes. *Steirische Beiträge zur Hydrogeologie*, **13**, Graz: 183p.
- ZÖTL J. 1974: Karsthydrologie, Wien und New York, 291p.

DRAINAGE EVOLUTION AND RIVER FLOODING RELATED TO TECTONIC AND HUMAN ACTIVITIES

A. ZELILIDIS¹

ABSTRACT

Flooding events accompanied by destruction of human infrastructure many times are related with evolution of river drainage. If towns were built or will be built on or near an abandoned channel it is dangerous because if this channel is the misfit element of a reverse drainage basin, it could change again to its original flow forming a re-established drainage. In this case, the abandoned channel could become active, and in the area of the wind gap large gorges could be formed, with consequent impact on human activities. Also, we can predict that in the next e.g. 100 years: a) The reverse drainages of Olvios and Rethis rivers, will remain stable, whereas the antecedent drainage of Piros and Selemnos rivers could change to a reverse drainage.

KEY WORDS: Drainage evolution, flooding, human activities, Corinth graben

1. INTRODUCTION

Tectonic activity in northern Peloponnesus has migrated basinwards, with the footwall of active faults being uplifted and backtilted (Poulimenos et al., 1993). Tectonic activity seems to be stronger in the west than in the east. Quaternary sediments exposed in the uplifted southern part of the Corinth graben (Fig.1B) consist, from south to north, of alluvial fan and lacustrine conglomerates near the graben margins. Fan-delta conglomerates (Gilbert- or trapezoidal- types, according to Poulimenos et al., 1993; Zelilidis & Kontopoulos, 1996) and marls, deposited in the middle part of the graben. Lacustrine marls overlain by thin marine or fluvial sediments have formed terraces near the present coastline (Doutsos and Piper, 1990).

This paper builds on an earlier work (Zelilidis, 2000) on drainage evolution in this developing graben. In the earlier work 41 river drainage basins were studied in northern Peloponnesus and classified into four types: antecedent, multistory, re-established and juvenile drainage basins (see Table 1 in Zelilidis, 2000). Antecedent drainage is when a river has maintained its original direction of flow across later tectonic topography. Multistory drainage consists of a re-established drainage and of a reverse drainage. Reverse drainage, when the flow direction along part of a river is reversed, consists of two opposing drainage components: a misfit and a reverse element; the area between these two elements, termed "wind gap", is a dry valley. Re-established drainage is when reverse elements return to their original flow direction. Juvenile drainage consists of small incising and headward-eroding streams.

Their evolution was influenced by the presence of intrabasinal basement highs and transfer faults, and by the distance from the source, the sediments that the river cross-cuts, and the uplift rate. (a) Where the sediments that the river cross-cuts were the soft uncohesive lacustrine marls, that are easily eroded, then the drainage remained stable as an antecedent-type. (b) Where the sediments were cohesive sandy marine terraces or the coarse-grained deposits or the Pre-Neogene basement and erosion was difficult then an antecedent drainage could change to a reverse drainage. (c) In the case when the distance from the source was close and the river power was strong then independently of the lithologies the antecedent drainage remained unchanged. (d) In the case that the drainage changed due to the lithologies from an antecedent to a reverse, then depending on the presence of transfer faults in the area of the reverse element, the reverse drainage could be changed into re-established. In the case that transfer faults were absent then the reverse drainage would remain unchanged. Multistory drainage results when a river drainage changed along its flow at least two or three times. (e) Independently of the lithologies, the distance from the source, the presence of the transfer faults and the uplift rate, antecedent drainage might change to a reverse drainage due to the synchronous activity of synthetic and antithetic faults within to the basin forming intrabasinal basement highs that separated the river drainage.

The aim of this paper is to examine how human activities influence drainage evolution. This paper examines if there are towns or villages in northern Peloponnesus that can be flooded in the future due to the human activities.

1. Department of Geology, University of Patras, 26500 Patras, Greece. Tel., Fax: 061 996272; E-mail: A.Zelilidis@upatras.gr

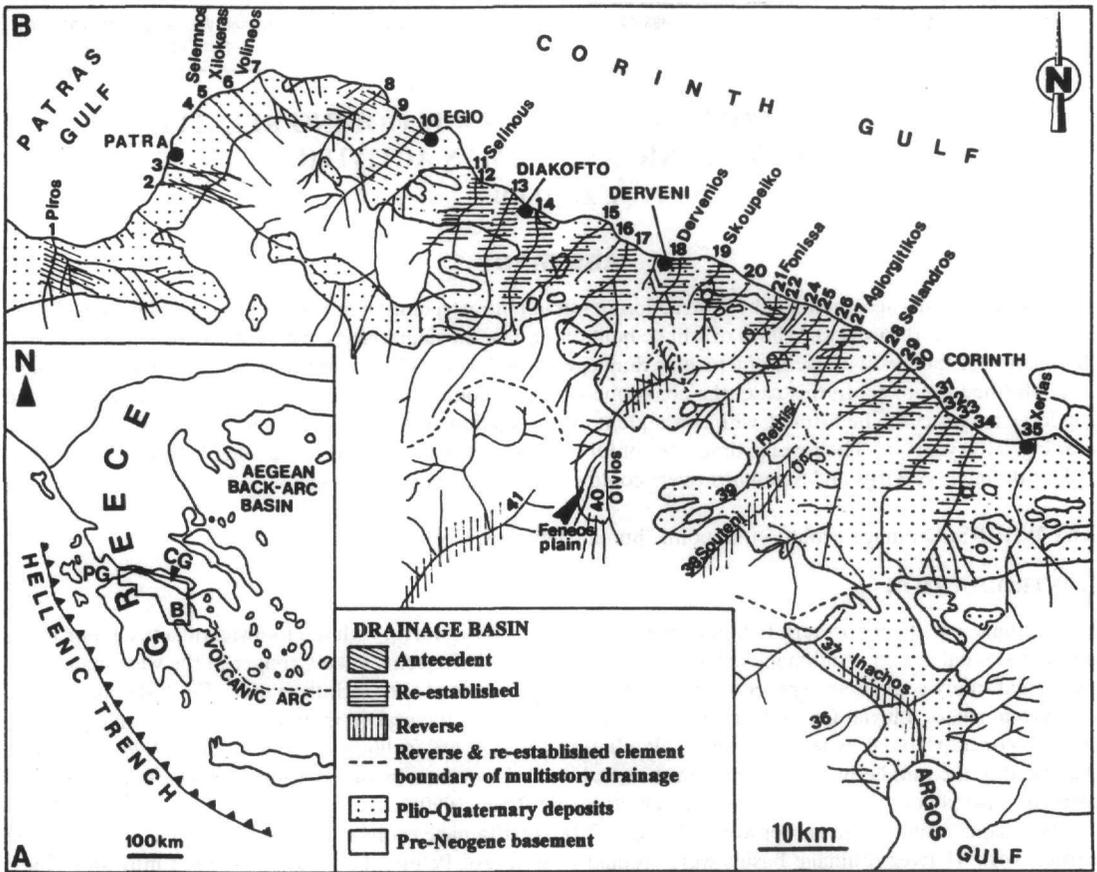


Fig.1: A. General map of Greece, showing the studied area, and the Corinth (C.G) and Patras (P.G) grabens. B. Geological map of the northern part of Peloponnese showing the 41 rivers, the distribution of the four drainage types, and the Quaternary sediment facies distribution.

2. GEOMORPHOLOGICAL DATA

In the studied area, maximum altitudes reached are 2200m (Fig. 2). Most of the Plio-Quaternary deposits are situated between the 0 and 600m contours, trending in a WNW direction (Patras and Corinth sub-basins) or in a NE direction (Rion sub-basin), parallel to trends of master faults (Figs. 1B; 2). The continuity of the WNW and NE directions of contour lines is interrupted by lesser NNE or NW trends respectively, which are parallel to the direction of the transfer faults. Contour lines on the Pre-Neogene basement show the same directions as in the Plio-Quaternary deposits, but are more irregular.

Uplift rates, calculated for Quaternary terraces, differ along the Corinth-Patras rift. According to Stamatopoulos et al. (1994) the uplift rate in Patras sub-basin (Fig. 3) is about 0.8mm/yr; whereas near Patras town this is about 1mm/yr (Piper et al., 1990). The highest uplift rate was calculated in Rio sub-basin (Fig. 3) and is 4.5-6 mm/yr (Kontopoulos and Zeligidis, 1997). Uplift rate for Corinth sub-basin decreases eastwards and from 2.2mm/yr near Egio (Frydas, 1991; Poulimenos et al., 1993), 1.5mm/yr in the central part of the basin (Doutsos and Piper, 1990), decreases to 0.3-0.4mm/yr near Corinth town (Keraudren and Sorel, 1987; Armijo et al., 1996; Dia et al., 1997) (Fig. 3).

A relative erosion rate was calculated, between the river valley and adjacent areas, either in the area of the wind gap or on the footwall and adjacent to the active faults. The calculation of the erosion rate is based on the difference between valleys and adjacent areas altitudes that formed in specific time spans. Erosion rate in the area of the wind gap in the multistory drainages is calculated between 0.8 and 1.2 mm/yr. Uplift rate in these rivers is about 1.5 mm/yr. In the antecedent Piros and Selemnos drainage relative erosion rate near the coast and on the footwall of the active fault is 0.4 mm/yr and 2mm/yr, respectively. Uplift rate of Piros and Selemnos

drainage is about 0.8mm/yr and 4.5-6 mm/yr, respectively. In all studied cases the ratio, erosion rate to the uplift rate is <1 (about $\frac{1}{2}$).

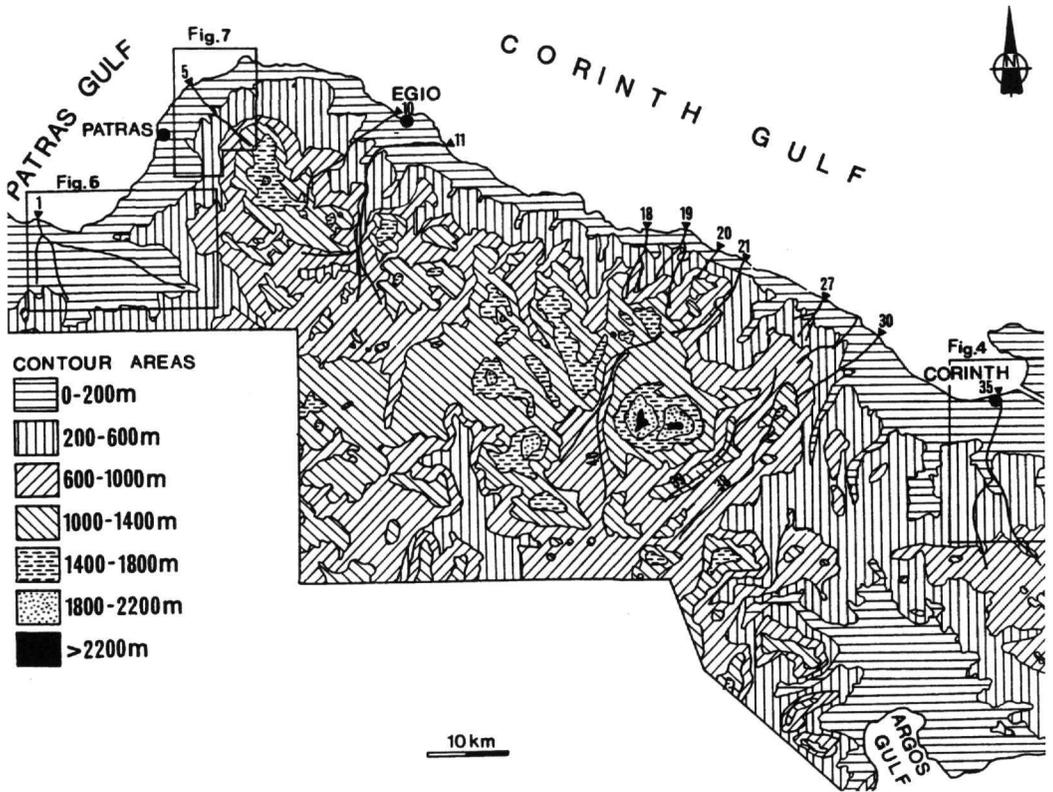


Fig. 2: Contour map of the studied area.

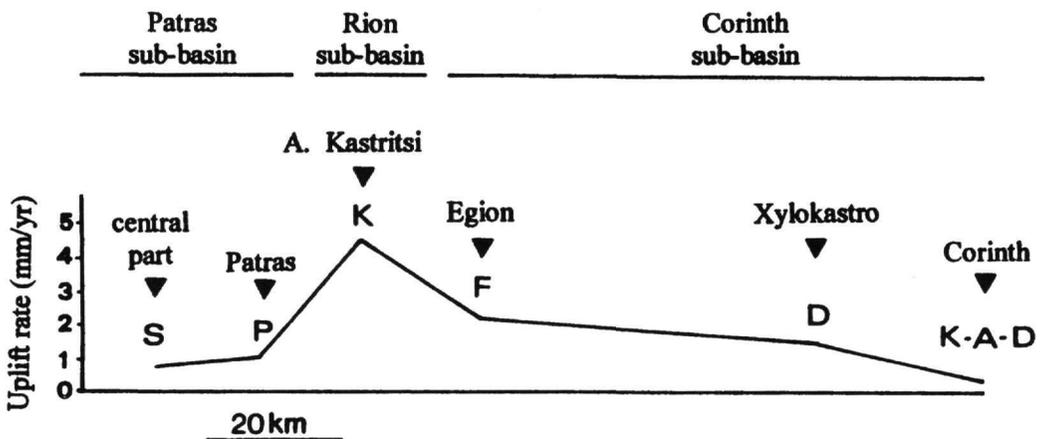


Fig. 3: Schematic section showing uplift rates along Corinth graben. Letters correspond to S = Stamatopoulos et al., 1994; P = Piper et al., 1990; K = Kontopoulos and Zeligidis, 1997; F = Frydas, 1991; D = Doutsos and Piper, 1990; K-A-D = Keraudren and Sorel, 1987; Armijo et al., 1996; Dia et al., 1997).

3. HUMAN INFRASTRUCTURE RELATED WITH RIVER DRAINAGE EVOLUTION AND RIVER FLOODING

3.a. Could the recent flooding of Xerias river in 12/1/1997 related with human activities?

According to Zelilidis (1998, 2000) the re-established Xerias river drainage during Holocene formed a reverse drainage. The wind gap area was situated in the footwall of the active L4 fault (Fig. 4) and the block between L3 and L4 faults back-tilted forming the area where the reverse element was developed. The Holocene reverse element channel width in few places is up to 130m but the cultivation of crops within the channel and the building of bridges have reduced channel width to 10-15m and so the river was flooded. New Corinth town was developed on the Holocene misfit element (Fig.5).

In the area of the wind gap, near the town of New Corinth, the original width of the Xerias river 100 years ago was <4m. At present it is between 12-18m wide and its depth between 1.5-3m. Human activities (two narrow bridges were built) in this area reduced its depth and width, and stopped the evolution and the change of the Xerias river from reverse to re-established drainage (Fig. 5). The Xerias river is trying to form a wider and deeper channel as it was before change from antecedent to reverse drainage.

Moreover, due to human activities, the rate of erosion in the area of the wind gap was minimized and also, secondary channels of the old misfit element were abandoned.

During 12/1/1997, strong rainfall flooded the Xerias river and: 1) destroyed crops and bridges, in the area of the old reverse element, and returned the channel geometry to its original configuration (130m wide), and 2) in the area of the wind gap, flooding of the Xerias river resulted mostly from its original geometric evolution and less to human activities. Its original geometry was not quite enough to accept the large amounts of material that the river transported. Human activities which reduced also the channel geometry in the area of the wind gap, and minimized the rate of erosion decreased the channel capacity and increased the problems. Moreover, channel capacity discharged on the roads where the pre-existing secondary channels were abandoned.

With time, the Xerias river will try to produce larger gorges in the area of the wind gap as a result of its evolution (subsidence of the hangingwall of the L4 fault and uplift of the footwall respectively), producing more problems for the town of Corinth. It seems that Xerias river drainage basin started its return to the original flow direction before 100 years B.P. and so the erosion of the wind gap area will continue until the river reaches its final configuration. As a consequence of active tectonics in the area of Corinth town, people must be ready to accept the results of destruction due to this evolution.

3.b. How could river drainage evolve in the future?

Two antecedent river drainages were studied (Piros and Selemnos) in order to see how human activities within the river drainage influence the rate of erosion and change the pattern of evolution. Moreover, the reverse drainages of Olvios and Rethis rivers, have been studied in order to predict if they could be changed to re-established drainages.

3.b.1. Piros river (Fig. 6): Pre-existing conditions: Piros river is situated in the Patras sub-basin (Fig. 1B) and its drainage basin is within Plio-Quaternary deposits between 0-200 m altitude. This river evolved in a narrow basin, influenced by ENE- and WNW- trending faults (Zelilidis et al., 1988) filled with upper Pliocene shallow marine fine-grained deposits (Zelilidis et al., 1988; Frydas, 1989). During the early Pleistocene the basin was covered by alluvial fans (situated mostly towards the southern margins) and braided river coarse-grained deposits and lacustrine fine-grained deposits. Finally the basin was inundated during late Pleistocene and marine fine-grained deposits accumulated (Stamatopoulos et al., 1994). The direction of Piros river flow and the outcrops of old deposits are aligned in WNW directions, parallel to WNW directed master faults. Transfer- or antithetic-faults are few or absent. The Piros river drainage is characterized by a low late Quaternary uplift rate (0.8-1mm/yr) and gorges less than 30 m deep.

The evolution of the Piros drainage within the Patras sub-basin is very different from the others studied in the Corinth sub-basin. The fact that the Piros river flows parallel to the master faults and the absence of transfer- and antithetic- faults are the reasons that the Piros river never changed its flow direction. The fact that gorges are shallow could be related with low uplift rates.

Present conditions: Human activities that took place within the drainage basin and in relation to the erosion could separate Piros drainage in two areas, the area of the coastline and the area close to the coastline.

Erosion along the coastline now is minimized due to human infrastructures, including cement buildings, roads e.t.c. On the other hand, agricultural activities behind the coastline have increased the rate of erosion. Moreover the fact that people remove sediments from the river channel, produce daily a negative relief in the area behind the coastline.



Fig. 4: Geological map of the easternmost studied area, modified from Zelilidis (1998, 2000) showing the Quaternary sediment facies distribution, the principal extensional faults, Xerias river drainage basin and the area of the wind gap. For location see figures 1B and 2.

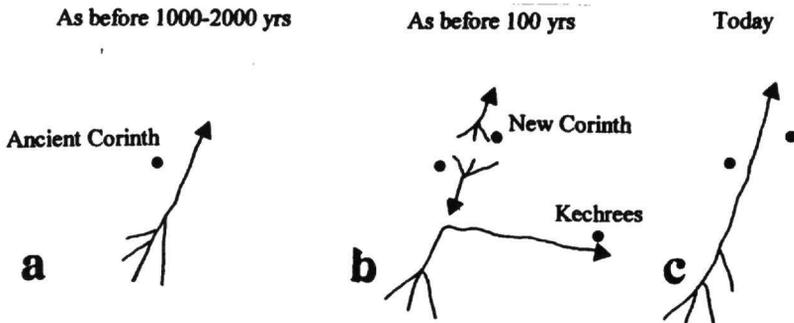


Fig. 5: Diagram showing the evolution of the Xerias drainage in three stages: (A) antecedent drainage, (B) reverse drainage, and (C) re-established drainage.

Drainage evolution in the future: In the next ?100 years probably and although uplift rate is low, the nowadays coastline will form an area of a wind gap due to the absence of erosion and the Piros antecedent drainage will be changed to a reverse drainage. In this case the area southwards of the wind gap will be inundated from the river and a lake will be formed due to increased erosion and removal of sediments from the Piros channel.

3.b.2. Selemnos river (Fig. 7). Pre-existing conditions: It is situated in Rion sub-basin (Fig. 1B) and its drainage evolution was influenced by the evolution of this sub-basin. The upper reaches within Pre-Neogene basement are in an area of 600-1000 m altitude, whereas the lower reaches are situated between 0-600m within Plio-

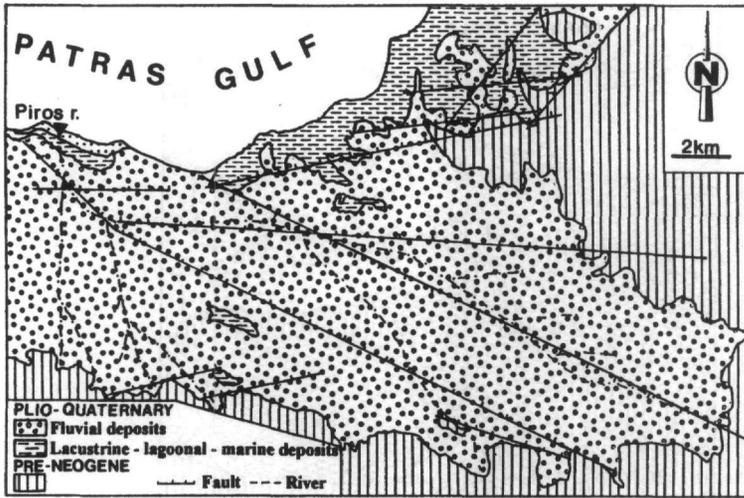


Fig. 6: Geological map, modified from Zelilidis et al. (1988), of the westernmost studied area, showing the sediment that the antecedent drainage Piros river cross-cut and the area that could change to a lake. For location see figures 1B and 2.

Quaternary deposits (Fig. 2). Lower reaches could be separated in two parts, with altitudes 0-100m and 100-600m respectively. This river evolved in a narrow basin, influenced by NE-trending faults, filled with Plio-Pleistocene marine/lagoonal deposits, lower Pleistocene braided river deposits, middle to upper Pleistocene lagoonal deposits and upper Pleistocene alluvial fans (Kontopoulos & Zelilidis 1997). The flow direction of Selemnos river is aligned in a NW direction due to activity of many transfer faults which have influenced the evolution of sub-environments (Fig. 7). Antithetic faults are few or absent and the tectonic activity migrated northwards, towards the basin center. The Selemnos river drainage is characterized by a high late Quaternary uplift rate (>6 mm/yr.), and gorges up to 300 m deep with walls more than 70° steep.

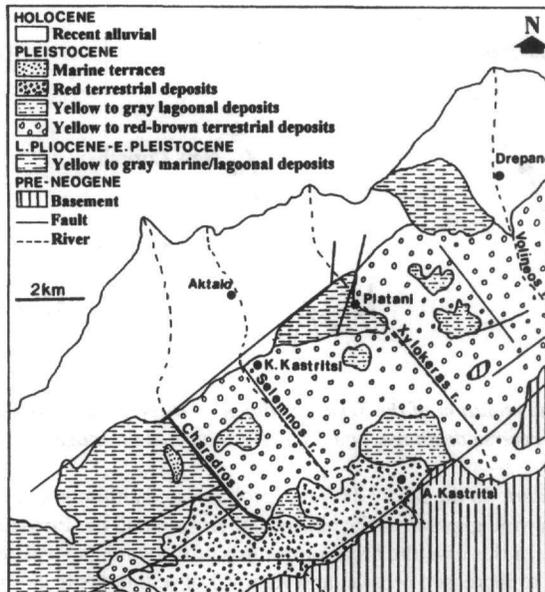


Fig. 7: Geological map, modified from Kontopoulos & Zelilidis (1997), of the Rion sub-basin, showing the sediments that the antecedent drainage Selemnos river cross-cut and the area that could change to a lake. For location see figures 1B and 2.

The Selemnos river flow remained unchanged through time, in a NW direction parallel to the transfer fault direction. This happened because the basin was narrow, the tectonic activity migrated northwards, and antithetic faults were absent. Deep and steep gorges in the Selemnos river could be related with the coarse-grained deposits that the river flows across and the higher uplift rates, in relation to Piros river gorges and uplift rates.

The lower part of the lower reaches (altitudes between 0-100m) represent a block between two active faults that tilts backwards (Fig 8), and for this reason altitudes remain low. The upper part of the lower reaches represent the area of coarse grained deposits formed during Pleistocene. Holocene alluvial fans were formed in the contact between the above two parts of the lower reaches.

According to Kontopoulos & Zeligidis (1997) the presence of middle to upper Pleistocene lagoonal deposits in the upper part of lower reaches indicate that the lower Pleistocene land (braided river deposits) subsided due to the reactivation of bounding faults, southwards, and in relation to the activity of intrabasinal antithetic faults, the area was inundated during middle to upper Pleistocene.

Present conditions: Human activities that took place within the drainage and in relation to the erosion could separate the lower reaches of Selemnos drainage in two areas, the area of the coastline and the area of the lower part of lower reaches (Fig. 8a).

Erosion along the coastline now is minimized due to human infrastructures, including cement buildings, roads e.t.c.

On the other hand the lower part of the lower reaches with altitudes 0-100m is characterized by: a. the abandonment of smaller channels, b. agricultural activities, c. the fact that people remove sediments from the river channel. All the above factors increased the ratio of erosion in this block behind the coastline. Moreover this block is back tilted forming, without any human activity, a negative relief in the southern part of this block.

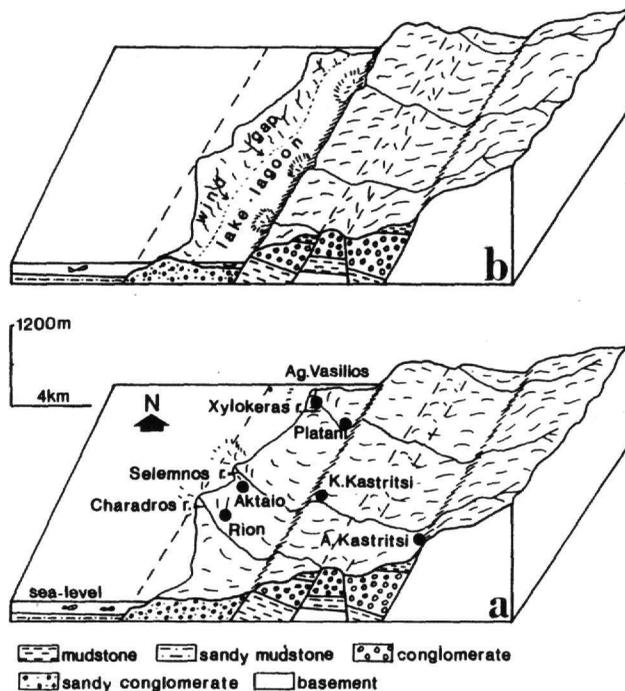


Fig. 8: Block diagrams showing the expected future evolution of the Selemnos drainage pattern.

Drainage evolution in the future: In the next ?100 years, taking into account the high uplift rate, the present coastline will form a wind gap due to the absence of erosion and the Selemnos antecedent drainage will be changed to a reverse drainage, as this happened during middle to upper Pleistocene. In this case the area southwards of the wind gap will be inundated from the river and a lake or a lagoon will be formed due to increased erosion, the removal of sediments of the Selemnos channel and back tilting of this area (Fig. 8b).

3.b.3. Olvios and Rethis rivers (Fig.1B). Pre-existing conditions: During the late Pliocene - early Pleistocene the Olvios and Rethis rivers formed an antecedent drainage. Later during the middle Pleistocene, the Olvios

and Rethis rivers changed to reverse drainages and then remained unchanged (Doutsos and Piper, 1990).

Present conditions: The present Olvios river forms a reverse drainage with the reverse element discharging into the Feneos plain (Figs. 1B). The wind gap is on thick conglomeratic deposits that have been elevated 1000-1400m. One of the Dervenios, Skoupeiko and Fonissa rivers probably was the misfit element and the other two were the old juvenile rivers of this reverse drainage.

The present Rethis river consists of the reverse element discharging into Stymfalia Lake. The wind gap is on conglomerates that have been elevated 1400-1800m, and the Agiorgitikos river was the misfit element.

Drainage evolution in the future: The absence of transfer faults in the wind gap areas, and the fact that the ratio of erosion to uplift rate is $\ll 1$ in the wind gap area is probably the major reason that Olvios and Rethis reverse drainages could not be changed in the future to re-established drainages.

4. DISCUSSION AND CONCLUSION

Flooding events accompanied by destruction of human infrastructure many times are related with evolution of river drainage. If towns were built or will be built on or near an abandoned channel it is dangerous because if this channel is the misfit element of a reverse drainage basin, it could be changed again to its original flow (re-established drainage). In this case, the abandoned channel would change to active, and in the area of the wind gap large gorges would form, with a consequent impact on human activities.

In an attempt to predict if some of drainages could be changed in the next e.g. 100 years, taking into account that generally Peloponnesus is uplifted and back-tilted, as a result of migration of tectonic activity northwards towards Corinth and Patras Gulfs, and the ratio of erosion to uplift rate is < 1 in the wind gap area, then: a) The reverse drainages of Olvios and Rethis rivers, would be stable as reverse drainages, whereas b) the antecedent drainage of Piros and Selemnos rivers could change to a reverse drainage.

Due to the change of the antecedent drainage to reverse drainage the discharge area of the reverse element (back tilted block) could become lake or lagoon, as this is indicated for Piros and Selemnos antecedent drainages, as this happened to Xerias river drainage. The direction of the new river flow will be parallel to the bounding fault and its direction will depend on the fault escarpment.

ACKNOWLEDGMENTS

I would like to thank Dr. H. Maroukian and the anonymous reviewer for their critical discussion and comments on the manuscript.

REFERENCES

- ARMIJO, R., MEYER, B., KING, G.C.P., RIGO, A., PAPANASTASSIOU, D., 1996. Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophys. J. Int.*, 126, 11-53.
- DIA, A.N., COHEN, A.S., O'NIONS, R.K., JACKSON, J.A., 1997. Rates of uplift investigated through ^{230}Th dating in the Gulf of Corinth (Greece). *Chemical Geology*, 138, 171-184.
- DOUTSOS, T., PIPER, D.J.W., 1990. Listric faulting, sedimentation, and morphological evolution of the Quaternary eastern Corinth rift, Greece: First stages of continental rifting. *Geol.Soc.Am.Bull.*, 102, 812-829.
- FRYDAS, D., 1989. Biostratigraphische Untersuchungen aus dem Neogen der NW- und W-Peloponnes, Griechenland. *N.Jb.Geol.Palaont.Mh.*, H6, 321-344.
- FRYDAS, D., 1991. Paläoökologische und stratigraphische untersuchungen der diatomeen des Pleistozans der N-Peloponnes, Griechenland. *Bull.Geol.Soc.Greece*, XXV/2, 499-513.
- KERAUDREN, B., SOREL, D., 1987. The terraces of Corinth (Greece) - A detailed record of eustatic sea-level variations during the last 500.000 years. *Marine Geology*, 77, 99-107.
- KONTOPOULOS, N., DOUTSOS, T., 1985. Sedimentology and Tectonics of the Antirion area (Western Greece). *Bull.Soc.Geol.It.*, 104, 479-489.
- KONTOPOULOS, N., ZELILIDIS, A., 1997. Depositional environments of the coarse-grained lower Pleistocene deposits in the Rio-Antirio basin, Greece. In: Marinos, G.C. Koukis, G.C. Tsiambaos, Stournaras G.C. (Eds.), Engineering Geology and the Environment. *Proc. Int. Symp. Eng. Geol. Env. A.A.Balkema*, Rotterdam, 199-204.
- PIPER, D.J.W., STAMATOPOULOS, L., POULIMENOS, G., DOUTSOS, T., KONTOPOULOS, N., 1990. Quaternary history of the Gulfs of Patras and Corinth, Greece. *Z. Geomorph.N.F.*, 34, 451-458.
- POULIMENOS, G., ZELILIDIS, A., KONTOPOULOS, N., DOUTSOS, T., 1993. Geometry of trapezoidal fan deltas and their relationship to extensional faulting along the south-western active margins of the Corinth rift,

Greece. *Basin Research*, 5, 179-192.

- STAMATOPOULOS, L., VOLTAGGIO, M., KONTOPOULOS, N., 1994. $^{238}\text{Th}/^{238}\text{U}$ Dating of Corals from Tyrrhenian marine deposits and the Palaeogeographic evolution of the Western Peloponnesus (Greece). *Munster. Forsch. Geol. Palaont.*, 76, 345-352.
- ZELILIDIS, A., 1998. Xerias river evolution in relation to the geological background of the Corinth basin and its flooding in 12/1/1997. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 32 (1), 277-286.
- ZELILIDIS, A., 2000. Drainage evolution in a rifted basin, Corinth graben, Greece. *Geomorphology*, 35, 69-85.
- ZELILIDIS, A., KOUKOUVELAS, I., DOUTSOS, T., 1988. Neogene paleostress changes behind the forearc fold belt in the Patraikos Gulf area, Western Greece. *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.*, 5, 311-325.
- ZELILIDIS, A., KONTOPOULOS, N., 1996. Significance of fan deltas without toe-sets within rift and piggy-back basins: examples from the Corinth graben and the Mesohellenic trough, Central Greece. *Sedimentology*, 43, 253-262.

ΕΥΡΕΤΗΡΙΟ ΣΥΓΓΡΑΦΕΩΝ
AUTHORS' INDEX

Aarseth, E.	337	Dragastan, O.	593
Aidona, E.V.	303	Dragovich, D.	1749
Alexandri, M.	671	Drinia, H.	627
Alexandrou, K.	1385	Dunkl, I.	91, 129
Alexopoulos, J.	1357	El Mahallawi, M.M.	1139
Ananiadis, G.	755, 785	Eleftheriadis, G.	911, 967, 995, 1177
Anders, B.	985	Fahmy, M.E.	1325
Andreou, C.	1465, 1531	Faupl P.	97
Angelopoulos, A.	259	Fermor, M.	1999
Angelova, D.	55	Flotte, N.	235
Arikas, K.	911, 1065	Foundoulis, D.	259
Atakan, K.	1465, 1531	Fountoulis, I.	1465, 1531
Athanassiou, A.	533	Frank, W.	911
Atzemoglou, A.	61	Frisch, W.	91, 129
Avdulaj, F.	321	Gabrielsen, R.H.	337
Avdulaj, Q.	1247	Galanis, O.	1485, 1619
Avgerinas, A.	91, 985	Ganas, A.	2033
Avramidis, P.	785	Gartzos, E.	2047
Baba, B.	1539	Gatsis, I.	2039
Bacani, A.	1973	Georgakopoulos, A.	1229
Baier, B.	1441, 1449	Getsos, K.	785
Bako M.	541, 1473, 1479	Gjani, L.	635
Bako P.	1479	Gjika, A.	1247, 1493
Bakopoulos, I.	1237	Gjika, M.	1493
Bare V.	1473, 1479	Gjini, A.	1981
Bare Vj.	1473, 1479	Gjoka, M.	1981
Boev, B.	91	Gjoni, V.	1049
Bonini, M.	275	Guri, M.	635, 1493
Bonneau, M.	619	Guri, S.	635, 1493
Broecker, M.	967	Guzzetta, G.	75
Buli, K.	613	Hallaci, A.	811
Buli, N.	613	Hallaci, H.	811
Buzi, X.	1981	Hatziyannis, G.	1255
Cadet, J.P.	619	Helmi, M.P.	1619
Carras, N.	103	Helmy, H.M.	1139
Cheliotis, I.	1053	Hionidi, M.	1991
Christidis, G.	1163, 1169	Hrissanthou, V.	763
Christofides, G.	967, 995, 1177	Hyseni, A.	311
Chronis, G.	297	Igarashi, G.	1433
Chrysostomou, A.	1379	Iordanidis, A.	1229
Constantinides, D.	1073	Jacobshagen, V.	29
Crysostomou, P.	1379	Jano, E.	1503
Danamos, G.	83	Jano, K.	1503
Danelian, T.	619	Jatzidimitriou, P.M.	1507
Demetriades, A.	1131	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.	91	Metaxas, C.	259, 297
Kamberis, E.	1265	Migiros, G.	97
Kambouris, P.	1357	Mori, T.	1433
Kamel, O.	1139	Most, T.	91, 129
Kane, T.	1981	Mountrakis, D.	267
Kapolos, J.	679	Mouslopoulou, V.	1465, 1531
Karakaisis, G.F.	1573, 1581	Mposkos, E.	931, 939, 949, 977
Karakitsios, V.	1237	Mpourlokas, J.	785
Karakostas, B.G.	1581	Mukelli, P.	311
Karakostas, V.G.	1539	Mulugeta, G.	275
Kassaras, J.	1645	Myftari, B.	541
Kassoli - Fournaraki, A.	995, 1177	Myftari, S.	541
Kati, M.	779	Naden, J.	1053
Khanaga, P.	1185	Nazaj S.	1473
Kilias, A.	91, 267	Neumann, P.	771
Kilias, S.P.	1053	Ngresi L.	1473, 1479
Kiratzi, A.	1485	Ngresi, V.	1479, 1473
Kitsopoulos, K.	859, 1059	Neziraj, A.	811
Kociu, S.	311	Nicolopoulos, E.	459
Koci, R.	1247	Nomikou, P.	289
Koci, S.	1247	Notsu, K.	1433
Kokkalas, S.	243	Omer, S.A.	1325
Kondopoulou, D.	61	Ozpinar, Y.	959
Kontopoulos, N.	785	Palyvos, N.	251, 459
Koravos, G.C.	1507, 1627	Panagopoulos, A.	1991
Koroneos, A.	967	Panilas, S.	1255
Kostopoulos, D.	931, 949, 985	Pantopoulos, G.	785
Koularas, D.T.	1627	Papadimitriou, E.	1539
Kouli, M.	917	Papadimitriou, P.	1645
Koumantakis, I.	1991	Papadopoulos, G.	1485, 1547
Kranis, H.	251, 281	Papadopoulos, T.	1357
Krohe, A.	949	Papadopoulou, L.	967
Kumati, L.	613	Papaioannou, C.A.	1507, 1581
Lagios, E.	1587, 2033, 2055	Papanastassiou, D.	1555, 1563, 1567
Lalechos, S.	259	Papanikolaou, D.	281, 289, 297
Lamera, S.	917	Papatheodorou, G.	679
Latoussakis, J.	1563	Papazachos, B.C.	1573
Lekkas, E.	83, 1515, 1523	Papazachos, C.B.	303, 1573, 1581
Leng, M.	1053	Pape, M.	911
Livaditis, G.	251	Papoulis, D.	867, 875
Loos, S.	985	Paraskevas, E.	917
Louis, I.	1363, 1371	Parcharidis, I.	1587, 2039, 2047, 2055
Lykousis, V.	671	Parika, M.	1973
Makaris, D.	1567	Patsia, C.I.	1627
Makri, P.	1163	Pavlakis, P.	671
Makropoulos, K.	1645	Pavlidis, S.	311, 345
Marinos, P.G.	1755	Pavlopoulos, A.	97
Mariolakos, K.:	923	Pavlopoulos, K.	459
Markopoulos, T.	1169	Pelaez Montilla, J.A.	1595
Maroukian, H.	251, 459	Pe-Piper	917
Marsh, N.	859	Perdikatsis, V.	883
Matova, M.	1765	Perraki, M.	939, 977
Mavridou, S.D.	1619	Persson, K.S.	467
Mecaj, T.	549	Petrakakis, K.	97, 911
Melfos, V.	1065	Photiades, A.	103, 111

Pinarelli, L.	995	Triantafyllou, G.	1169
Piperi, A.	1503	Triantaphyllou, M.	645
Pirli, M.	1645	Trifoni, E.	1493, 1981
Plessa, A.	1547	Tsapanos, T.	1485, 1507, 1611, 1619, 1627
Poisson, A.	619	Tsapanos, T.M.	1507, 1619, 1627
Pomoni - Papaioannou, F.	111	Tsokas, G.	1379, 1385
Poulimenos, D.	785	Tsolis-Katagas, P.	867, 875
Prenjasi, E.	321	Tsourlos, P.	1379, 1385
Prillo, J.	549	Tuktun, Z.	345
Prillo, S.	549, 613	Tzanis, A.	1635
Proedrou, P.	1265	Tzeli, P.	1385
Psilovikos, A.	763	Vacalas, J.	785
Psomiadis, E.	2047, 2055	Valsami-Jones, E.	1441
Psycharis, V.	883	Vamvakaris, D.A.	303
Oyrana, F.	1503	Vamvoukakis, C.	917
Rakipi, N.	1503	Vargemezis, G.	303, 1379, 1385
Ranxha, S.	635	Vavelidis, M.	1065
Ravasopoulos, J.	679	Vlahou, M.	995, 1177
Reischmann, T.	985	Voudouris, K.	1991
Repola, I.	75	Voulgaris, N.	1645
Riedl, H.	475	Vrielync,k B.	619
Riegel, W.	1185	Xhaxhiu, A.	635
Rigakis, N.	1237, 1265	Xypolias, P.	353
Ring, U.	329	Zacharioudakis, G.	1999
Roqi, R.	613	Zananiri, I.	61, 1393
Rousakis, G.	671	Zelilidis, A.	483, 755, 785
Roussos, N.	1265	Zouros, N.	267, 311
Sakellariou, D.	83	Αβραμίδης, Π.	1811
Sanz De Galdeano, C.	1595	Αγγελίδης, Μ.Ο.	709
Savvaidis, A.	1379, 1573	Αγγελικάκης, Ι.	1875
Scordilis, E.M.	1573	Αγραφιώτης, Δ.	199
Scott, P.	859, 1059	Αλατζάκη, Α.	1903
Serelis, K.	2039	Αλεξανδρής, Γ.Α.	199
Serjani, A.	811	Αλεξόπουλος, Α.	3, 47, 217, 565, 1783, 1843, 1851
Seymour, K.	917	Αλεξόπουλος, Ι.	121, 1301, 1309, 1317, 1851
Shawh, A.	1073	Αλεξούλη - Λειβαδίτη, Α.	389, 1655
Sikalidis, K.	1177	Αλμπανάκης, Κ.	691
Sina, M.	321	Αμπατζή, Σ.Μ.	1185
Skias, S.G.	1773	Αναστασάκης, Γ.	737
Sklavounos, S.	985	Ανδρεαδάκης, Ε.	1843, 1851
Skourtsos, E.	83	Ανδρινόπουλος, Α.	725
Skov, T.	337	Αντωνιάδης, Κ.	1697
Skrami, J.	1601	Αντωνιάδης, Π.Α.	1185
Slpez Casado, C.	1595	Αποστολίδης, Ε.	1715
Sokoutis, D.	275, 467	Αποστολίδης, Π.	1277
Solakius, N.	779	Αρβανίτης, Α.	1083, 1081, 1903
Soldatos, T.	967	Αρίκας, Κ.	1015
Solheim, M.	337	Αυγερινάς, Α.	129
Sorel, D.	235	Βαβελίδης, Μ.	1015
Soujon, A.	29	Βαβλιάκης, Ε.	451
Stavrakakis, G.	1563, 1567, 2033	Βαϊόπουλος, Δ.	363, 1343, 2009
Streetly, M.	1999	Βαλαδάκη-Πλέσσα, Α.	1655, 1903
Sulaj, Y.	321	Βαλιάκος, Η.	1285
Sverdrup, E.	337		
Thomaidou, E.	267		

Βαργεμέζης, Γ.	1285, 1351	Καντηράνης, Ν.	1147
Βασιλείδης, Χ.	827	Καπίνα, Β.	1205
Βασιλειάδης, Ε.	1875	Καραγεώργης, Α.	709
Βασιλόπουλος, Α.	443	Καραγεωργίου, Δ.	845, 1023
Βέργου, Α.	1875	Καραλή - Βουδούρη, Α.	717
Βλάχου, Α.	1185	Καραντάση, Σ.	1155
Βοϊβόντα, Α.	1819	Καραπαντελάκης, Κ.	1663
Βουβαλίδης, Κ.	451, 691	Καρυδάκης, Γ.	1083
Βουδούρης, Κ.	1827	Καρύμπαλης, Ε.	381
Βουδούρης, Π.	1005, 1015	Κασώλη - Φουρναράκη, Α.	1115, 1147, 1205
Βούλαρης, Ν.	1449	Κατή, Μ.	699
Γαϊτανάκης, Π.	1933	Κατριβάνος, Ε.	137
Γαλανάκης, Δ.	371	Κατσίκης, Ι.	845
Γαλανοπούλου, Σ.	655	Καψιμάλης, Β.	709
Γεραγά, Μ.	557, 1325	Κίλιας, Α.	129, 137, 149, 1741
Γεωργακόπουλος, Α.	1115, 1205	Κονισπολιάτης, Ν.	655
Γεωργίου, Π.	207, 1723	Κόντης, Ε.	1285
Γιαννόπουλος, Β.	515, 523	Κοντογιάννη, Β.	1671
Γιαννουλόπουλος, Π.	1793, 1819	Κοντόπουλος, Ν.	745
Γκανάς, Α.	1457	Κορωναίος, Α.	129
Γκουρνέλος, Θ.	443	Κοσιάρης, Γ.	1155
Δανάμος, Γ.	11, 19, 157, 1405	Κούκης, Γ.	745, 1679, 1689, 1707
Δελημάνη, Π.	423	Κουκουβέλας, Ι.	199
Δελημπασής, Ν.	1441, 1433, 1449	Κουκούλης, Α.	845, 1023
Δημητριάδης, Α.	1093, 1101	Κουμαντάκης, Ι.	1893
Δημόπουλος, Γ.	1081, 1741	Κουσκουνά, Β.	1425
Δήμου, Ε.	835	Κράνης, Χ.	175, 207
Διαμαντής, Ι.	1913, 1923	Λαδάς, Ι.	37
Δρακόπουλος, Π.Γ.	731	Λαμπράκης, Ν.	1819, 1885
Δρακοπούλου, Ε.	1903	Λειβαδίτης, Γ.	389, 717
Δράκος, Α.	1417	Λέκκας, Ε.	11, 19, 157, 191, 1405
Ευελπίδου, Ν.	443	Λέκκας, Σ.	47, 217, 1843, 1851
Ζαγγανά, Ε.	1951, 1959	Λεοντάρης, Σ.Ν.	731
Ζαμπετάκη - Λέκκα, Α.	47, 585, 565	Λιονής, Μ.	1697
Ζαναρίου, Ε.	1285	Λόζιος, Σ.Γ.	19, 157, 1405
Ζαχαράκη, Π.	655, 725	Λουπασάκης, Κ.	1859
Ζεληλίδης, Α.	1811	Λυκούδη, Ε.	397
Ζημιανίτης, Ε.	655, 725	Λυκούσης, Β.	1723
Ζοράσας, Β.	1933	Μαλαμή, Χ.	1155
Ζούρος, Ν.	1285	Μανδηλαράς, Δ.	1827
Ζυγούρη, Β.	199	Μανούτσογλου, Ε.	29
Θεοδοσίου - Δρανδάκη, Ε.	795, 803	Μανωλάκος, Β.	1741
Θεοχάρης, Δ.	165, 405, 1835	Μαράντος, Ι.	1155
Ιωακείμ, Χ.	557	Μαργαρίτης, Ι.	1107
Ιωαννίδης, Ν.	893	Μαριολάκος, Δ.	1843, 1851
Καβουνίδης, Σ.	1317	Μαριολάκος, Η.	37, 121, 165, 175, 183, 405, 1835, 1843, 1851
Καβουρίδης, Θ.	1083	Μαρκοπούλου - Διακαντώνη, Α.	495, 503, 523, 577, 585, 593, 603
Καγκιούζης, Γ.	577	Μαρουκιάν, Χ.	175
Κακκαβάς, Ν.	1433	Μαυρίκας, Γ.	11
Κακλής, Τ.	1959	Μέλφος, Β.	1015
Καλαϊτζίδης, Σ.	1195	Μερμίγκη, Α.	585
Καλοειδίας, Β.	1155	Μερτζανίδης, Ι.	1285, 1293, 1351
Καμπέρη, Ε.	207, 709	Μέττος, Α.	717
Καμπούρης, Π.	121, 1309, 1317, 1301		
Κανελλόπουλος, Θ.Δ.	709		

Μηλιαρέσης, Γ.Χ.	2017	Ρόγκα, Α.	819
Μητρόπουλος, Π.	1433	Ρουμελιώτη, Ζ.	1277, 1285
Μινόπετρος, Χ.	1663	Ρουσάκης, Γ.	207, 1723
Μίρκου, Μ.Ρ.	503, 603	Σακελλαρίου, Δ.	207, 1723
Παπαδάκη, Μ.	503	Σαμπατακάκης, Ν.	1679, 1689
Μουντράκης, Δ.	129, 137	Σαμπατακάκης, Π.	1933
Μπακοπούλου, Α.	603	Σαμπώ, Β.	363, 443
Μπαλιτατζής, Ε.	1441	Σαρόγλου, Χ.	603
Μπαντέκας, Ι.	1843, 1851	Σάχαλος, Ι.Ν.	1293
Μπαράκου, Θ.	1449	Σαχανίδης, Χ.	1115, 1941
Μπάργας, Κ.	827	Σερέλης, Κ.	911
Μπέλλος, Θ.	439	Σεΰμουρ, Κ.	1031, 1039
Μπουζίνος, Α.	415	Σιδέρης, Χ.	183
Μπουρούνης, Χ.	1689	Σινέκογλου, Α.	593
Μωραϊτή, Ε.	3, 603	Σκιάνης, Γ.	363, 1335, 1343, 2009
Ναγκούλης, Θ.	1859	Σκλαβούνος, Σ.	893
Νάστος, Π.Θ.	1869	Σκουλικίδης, Ν.	207, 1123, 1951
Νίκας, Κ.	1875	Σκούρτσος, Ε.	47, 217
Νικολαΐδης, Ν.	1951	Σμπόρας, Σ.	199
Νικολάου, Κ.	1213	Σούλιος, Γ.	1351, 1741, 1843, 1959
Νικολάου, Σ.	1335	Σπυριδώνος, Ε.	29, 1851
Ξειδάκης, Γ.	423	Σταματάκης, Μ.	827
Οικονομίδης, Δ.	1959	Σταμάτης, Γ.	1819
Παλιοκρασάς, Α.	1325	Σταματόπουλος, Λ.	199
Παναγόπουλος, Γ.	1885	Σταυρόπουλος, Ξ.	1967
Πανύλας, Σ.	1893, 1913, 1923	Στείρος, Σ.	1417, 1671
Παπαδόπουλος, Γ.Α.	1457	Στεφάτος, Α.	1325
Παπαδόπουλος, Τ.	121, 1301, 1309, 1317, 1335, 1343, 1851	Στεφούλη, Μ.	2025
Παπαδοπούλου - Βρυνιώτη, Κ.	433, 439	Στουρνάρας, Γ.	1697
Παπαζήσιμου, Σ.	415, 1195	Συμεωνίδης, Ν.	515, 523
Παπαθεοδώρου, Γ.	557, 663, 1325	Τέγου, Μ.	381
Παπαθεοφάνους, Γ.	1335	Τζάλας, Χ.	1325
Παπαλιάγκας, Θ.	851	Τζεδάκης, Π.Κ.	415
Παπανικολάου, Ι.Δ.	191	Τζίμα, Μ.	1967
Παπαφιλιπίου - Πέννου, Ε.	451	Τόλης, Σ.	1317
Παυλίδης, Σ.	137, 199, 1457	Τόμπρος, Σ.	1031, 1039
Παυλόπουλος, Κ.	1697	Τσαγκαλίδης, Α.	911
Παυλουδάκης, Φ.	1941	Τσαϊλά - Μονοπώλη, Σ.	557
Περγαμάλης, Φ.	845, 1023	Τσαλιτζή, Ο.	381, 737
Περγαλιιώτης, Π.	1951	Τσαπάκης, Ε.	731
Περδικάτης, Β.	1155	Τσάρμπος, Β.	363, 2009
Περισσοράτης, Κ.	655, 725	Τσαμπάος, Γ.	1689
Περγλέρος, Β.	1903	Τσιβίλης, Σ.	827
Πεταλάς, Χ.	1913, 1923	Τσιραμπίδης, Α.	851, 1147, 1733
Πιτιλάκης, Κ.	1277	Τσόκας, Γ.Ν.	1293, 1351
Πλέσσας, Σ.	1655	Τσούρος, Π.	1351
Πλιάκας, Φ.	1913, 1923	Τσώλη - Καταγά, Π.	745
Πούλος, Σ.Ε.	731	Φερεντίνος, Γ.	557, 663, 1325
Προέδρου, Π.	1221	Φίκος, Η.	1285
Πυργιώτης, Λ.	1707	Φιλιππίδης, Α.	1115, 1147, 1205
Πυρλή, Μ.	1441	Φούμελης, Μ.	227
Ραπτάκης, Δ.	1277	Φουντούλης, Ι.	37, 121, 165, 175, 183, 227, 603, 1835, 1843, 1851
Ραυτόπουλος, Σ.	1663	Φυτίκας, Μ.	1081, 1083
Ρόζος, Δ.	1679, 1715	Χάλαρη, Α.	1325

Χασιώτης, Θ.	663	Χρηστάρας, Β.	1147, 1741
Χατζηαγγέλου, Μ.	1741	Χριστοδουλοπούλου, Τ.Α.	745
Χατζηγιάνη, Ε.	731	Χριστοδούλου, Δ.	1325
Χατούπης, Θ.	183	Ψιλοβίκος, Α.	451, 691
Χρηστάνης, Κ.	415, 1195		

